

UNIVERSITETET I OSLO
Institutt for geofag
Avdeling MetOs

**Endringer i
atmosfæriske
strømningsregimer i
klimamodellen
CAM-Oslo som
følge av antropogene
aerosoler og CO₂**

Masteroppgave i
meteorologi

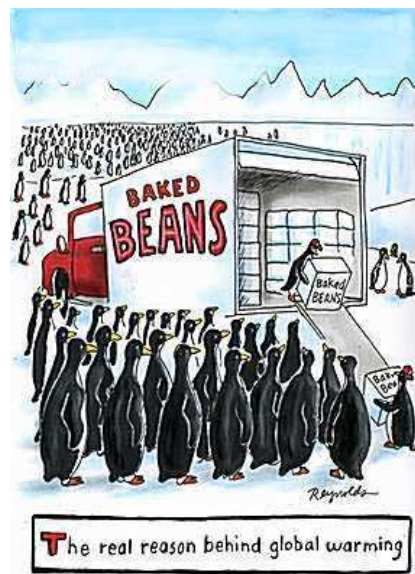
Maria Sand

1.11.2008



Forord

Denne oppgaven hadde ikke blitt til hadde det ikke vært for en rekke personer. Først vil jeg takke min veileder Trond Iversen for utdeling av en spennende og annerledes oppgave og for god veiledning underveis. Jeg vil også takke for at han sendte meg på et svært interessant 2-ukers intensivkurs i prediktabilitet av klima på ECMWF i Reading, England, der jeg fikk undervisning av mange av forfatterne bak artikler jeg har brukt i oppgaven min. En stor takk rettes også til min medveileder Jørn Kristiansen for meget god oppfølging og stort engasjement. Jeg vil også takke Alf Kirkevåg for nedlastning av data fra CAM-Oslo og Gunnar Wollan for hjelp når lysten til å kaste datamaskinen ut av vinduet og hoppe på den var stor. Jeg vil også takke Ivar Seierstad fra UiB for hjelp med eof-analyse og gode råd og broren min, Åsmund, for ikke-meteorologisk input ('En rar attraktor, HA HA'). Sist, men ikke minst, vil jeg takke studentene på lesesalen for å ha gjort studiehverdagen min morsom og trivelig, og samboeren min Henning for stor tålmodighet (og nystekte vafler).



Abstract

This thesis concerns the equilibrium climate response to an anthropogenic change in aerosols since pre-industrial times compared to a 63 % increased CO₂ level in the atmospheric GCM CAM-Oslo coupled to a slab ocean model. Recent studies suggest that changes in atmospheric circulation may be characterized as certain naturally-occurring weather regimes becoming more or less prevalent in response to a given external forcing. The main purpose of this study is to investigate whether the CAM-Oslo model can simulate some of the weather regimes found in observed data. The output analysed consists of monthly mean values of the Northern Hemisphere winter (dec-mar) 500 hPa geopotential heights from 3 different experiments in the CAM-Oslo model; the first experiment (the control simulation) with present-day aerosols emissions and CO₂ volume mixing ratio, the second experiment with pre-industrial emissions of aerosols and present-day CO₂ and the third experiment with present-day emissions for aerosols and a 63 % increase in the CO₂ mass mixing ratio. The data is detrended by removing a linear trend and the seasonal cycle from each simulation and the anomalies from each simulation is combined into one single data set. To define a reduced phase space based on the leading modes of variability a Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis is applied to the height anomalies. The principal component probability density function (PDF) from each simulation is computed separately in the reduced phase space spanned by the two leading EOFs of the combined dataset in order for comparison. The CAM-Oslo model reproduces the Pacific/North-American pattern, but is less able to reproduce the leading mode of variability over the Atlantic ocean; the North Atlantic Oscillation or the Arctic Oscillation. Two aspects of the non-linear perspective of climate change is discussed; the climate response to a small imposed forcing is primarily manifested in terms of changes in the frequency of occurrence of flow regimes and the geographical structure of the flow regimes is relatively unaffected by the small imposed forcing. Compared to studies based on re-analysed meteorological fields, this study based on model calculations gives considerably less support to these two aspects of the non-linear perspective.

Innhold

Forord	i
Abstract	iii
1 Innledning	3
2 Teori	7
2.1 Prediktabilitet av klima	7
2.2 Strømningsregimer i atmosfæren	12
3 Metode	17
3.1 Data	17
3.1.1 Beregningene i CAM-Oslo	17
3.1.2 Strålingspådriv fra aerosoler og CO ₂	18
3.1.3 NCEP-data	20
3.2 Empiriske ortogonale funksjoner (eof'er)	20
3.2.1 Algoritme	21
3.2.2 Eof-analyse anvendt på NCEP-data	22
3.2.3 Roterte eof'er	22
3.3 Kjernemetoden	24
3.3.1 Valg av kjernevidde	25
3.3.2 Kjernemetoden anvendt på NCEP-data	26
3.3.3 Statistisk signifikans	27
4 Resultater	31
4.1 Detrending	31
4.2 EOF-analyse	36
4.3 Kjernemetoden	42
4.4 Rotasjon av eof'er	47
5 Diskusjon	53
6 Oppsummering og konklusjon	57
Referanser	59

Kapittel 1

Innledning

I denne oppgaven vil klimaets respons på strålingspådriv fra antropogene utslipp av aerosoler og CO₂ analyseres ved å bruke data fra klimamodellen CAM-Oslo koblet til en slab-ocean-forenklet havmodell (Kirkevåg m.fl., 2008; Seland m.fl., 2008). Ved å følge et ulineært perspektiv på klima (Palmer, 1999) vil det undersøkes om CAM-Oslo klarer å simulere noen av de naturlige strømningsregimene som er funnet i observerte data. To elementer ved det ulineære perspektiv på klima vil diskuteres; (i) klimaets respons på et lite ytre pådriv, f , vil først og fremst merkes gjennom en endret hyppighet av eksistensen av strømningsregimer og (ii) den geografiske strukturen til strømningsregimene vil påvirkes lite av pådrivet f .

Et av de sentrale problemene i dagens debatt om klimaendringer og global oppvarming, er hvordan man kan estimere og skille antropogen variabilitet fra naturlig variabilitet i atmosfæren. Det er en vanlig oppfatning at stor-skala antropogene klimaforandringer kan ses på som en lineær superposisjon av responsen til et ytre pådriv på en (uforandret) bakgrunnsvariabilitet. Mens dette kan være en adekvat beskrivelse av stor-skala temperaturforandringer, har nyere studier foreslått at forandringer i atmosfærens sirkulasjon bedre kan beskrives ved at naturlige strømningsregimer, som en respons til et ytre pådriv, blir mer eller mindre fremherskende (Palmer, 1993, 1999; Corti m.fl., 1999). Corti m.fl. (1999) foreslo at trender i klima på den nordlige halvkule siste halvdel av det forrige århundre kunne forklares gjennom en endring i opptreden av naturlige strømningsregimer i atmosfæren, slik som kaldt-hav-varmt-land (COWL) (Wallace m.fl., 1996) og den arktiske oscillasjon (AO) (Thompson og Wallace, 1998). Corti m.fl. (1999) brukte detrendede anomalier av NCEP's reanalyse av geopotensiell høyde fra 1949-94 og definerte strømningsregimer i et redusert faserom utspent av de to første empiriske ortogonalfunksjonene (eof). Tidsseriene viste en stigende trend i forekomsten av COWL de siste tiårene og en tilsvarende reduksjon i forekomsten av AO i negativ fase. Dette resultatet støttet et ulineært dynamisk perspektiv om at klimaets respons på et antropogent pådriv kan projisere ned på mønstre av naturlig variabilitet i atmosfæren (Palmer, 1999).

Boer og Yu (2003) foreslo at klimaets respons til et pådriv først og fremst ville bestemmes av den geografiske fordelingen av tilbakekoblinger (feedback) i klimasystemet. Tilbakekoblingene ville lokalisere responsen til pådrivet, selv om pådrivet var fjerntliggende, gjennom endringer i energitransporten i systemet. Tilbakekoblingene ville derfor være avgjørende for responsen og de dynamiske forandringene ville kun være sekundære. Dette synet avviker fra et ulineært dynamisk perspektiv på klima (Palmer, 1999) der klimaets respons på et lite pådriv først og fremst bestemmes av den ulineære dynamikken i systemet.

En rekke studier av observerte og modellerte data har prøvd å forklare hvorvidt lav-frekvent variabilitet i atmosfæren kan forklares gjennom ulike strømningsregimer (Charney og Devore, 1979; Hansen og Sutera, 1986; Cheng og Wallace, 1993; Kimoto og Ghil, 1993). Strømningsregimer sees gjerne på som tilstander i atmosfæren som er stasjonære og/eller tilbakevendende. Som teoretisk motivasjon har mange regimestudier brukt regimer som er funnet i enkle dynamiske systemer (Lorenz, 1963; Palmer, 1993). En tilstand i atmosfæren representeres som et punkt i faserommet og strømningsregimene defineres som regioner i faserommet som er mer besøkt enn andre og som derfor har en høyere tetthet (Kimoto og Ghil, 1993).

Stephenson m.fl. (2004) testet statistisk signifikans til strømningsregimene funnet i Corti m.fl. (1999) og på regimer i en enkel kaosmodell (Lorenz, 1963). En nullhypotese om at sannsynlighets-tetthetsfunksjonen (pdf) til datasettene hadde en 2-dimensjonal gaussisk fordeling ble forkastet for modelldataene, men kunne ikke forkastes for observasjonsdataene på et 5 % signifikansnivå. Stephenson m.fl. (2004) konkluderte derfor med at strømningsregimene funnet i Corti m.fl. (1999) kun skyldtes tilfeldigheter, men at det kunne være mulig å forkaste nullhypotesen for de observerte dataene når mer data ble tilgjengelig i fremtiden. Molteni m.fl. (2006) knyttet et 88 % signifikansnivå til en flertoppet fordeling av dataene fra Corti m.fl. (1999) og argumenterte for at dette signifikansnivået kunne brukes fordi månedsmidling ville svekke signaturen til regimer i pdf'en da et typisk strømningsregime i ekstrasfæren varer i 1-2 uker.

Siden prediktabilitet av klima stort sett baseres på modellstudier, vil klimamodellers evne til å simulere naturlige strømningsregimer og deres variabilitet være en nødvendig forutsetning. Det har til nå vært få studier som har testet klimamodellers evne til å simulere naturlige strømningsregimer. I en likevektstudie av klima ved Kirkevåg m.fl. (2008) har det blitt beregnet strålingspådriv og klimarespons av antropogene aerosoler, basert på en forholdsvis detaljert, interaktiv aerosolmodul integrert i CAM-Oslo-modellen koblet til en slab-ocean-forenklet havmodell. Tre ulike simuleringer har blitt gjort; en kontrollkjøring (somB) med dagens utslipp av aerosoler og dagens blandingsforhold av CO₂, en kjøring med preindustrielle utslipp av aerosoler og dagens CO₂-nivå (somPre) og en kjøring med dagens utslipp av aerosoler

og en 63 % økning i blandingsforholdet til CO_2 (som Bco_2). I denne studien vil metodene som har blitt brukt i Corti m.fl. (1999) og Molteni m.fl. (2006) anvendes på månedsmidlet 500 hPa geopotensiell høyde fra de tre simuleringene i CAM-Oslo.

Kapittel 2 vil ta for seg mer om prediktabilitet av klima og det ulineære perspektiv på klima (Palmer, 1999). I tillegg vil noen av de ulike strømningsregimene funnet i observerte data og et utvalg tidlige studier av lav-frekvent variabilitet i atmosfæren presenteres. I kapittel 3 vil dataene og metodene som har blitt brukt til å studere strømningsregimer presenteres. Resultater legges frem i kapittel 4 etterfulgt av en diskusjon i kapittel 5. En oppsummering og konklusjon avslutter oppgaven i kapittel 6.

Kapittel 2

Teori

2.1 Prediktabilitet av klima

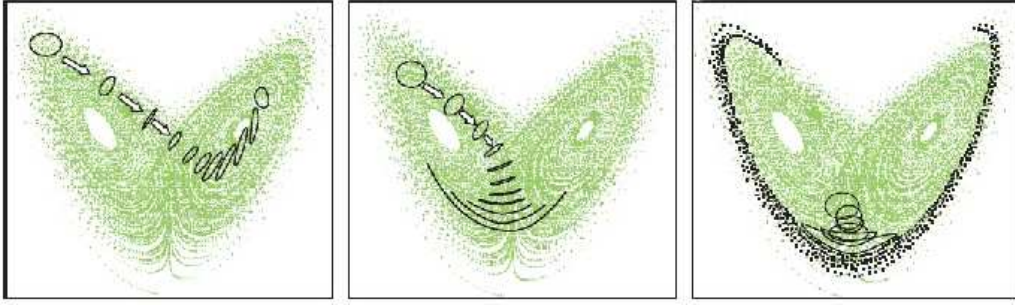
For å kunne gi et værvarsel med god kvalitet kreves det en nøyaktig beskrivelse av initialbetingelsene og grensebetingelsene for atmosfæren. En liten forstyrrelse i starttilstanden vil vokse av seg selv med tiden ved å bruke energi i systemet og påvirke prediktabiliteten. Lorenz (1963) fant ut at prediktabilitetsgrensen for værvarsling, dvs. det tidsintervallet fram i tid hvor værvarselet har større informasjonsinnhold enn klimadata, ikke overstiger 2 uker og at prediktabilitetsgrensen varierer med værrets tilstand. Lorenz klassifiserte værvarsling som prediktabilitet av 1. art, forbundet med initialverdiproblemer. Prediktabilitet av klima klassifiseres som predikabilitet av 2. art. Ved prediktabilitet av klima ønsker man forutsigelser av endringen av klima ved en forandring i ytre pådriv (f. eks økt innhold av klimagasser) og assosieres med grenseverdiproblemer.

Lorenz-atraktoren er en 3-dimensjonal struktur som viser hvordan tilstanden til et dynamisk system endres over tid (Lorenz, 1963). Likningene for Lorenz-modellen er basert på konveksjonslikninger og beskriver utviklingen til tilstandsvektoren (x, y, z) :

$$\begin{aligned}\frac{dx}{dt} &= -\sigma(x + y) \\ \frac{dy}{dt} &= rx - y - xz \\ \frac{dz}{dt} &= xy - bz\end{aligned}\tag{2.1}$$

der r , b og σ er parametere som endrer systemets oppførsel. Kaotiske løsninger oppnås når parameterne settes til $\sigma = 10$, $r = 30$ og $b = 8/3$ som i Lorenz (1963).

I et ulineært system vil veksten av usikkerheter i initialtilstanden være avhengig av den aktuelle tilstanden. Figur 2.1 viser veksten til pdf'en til et



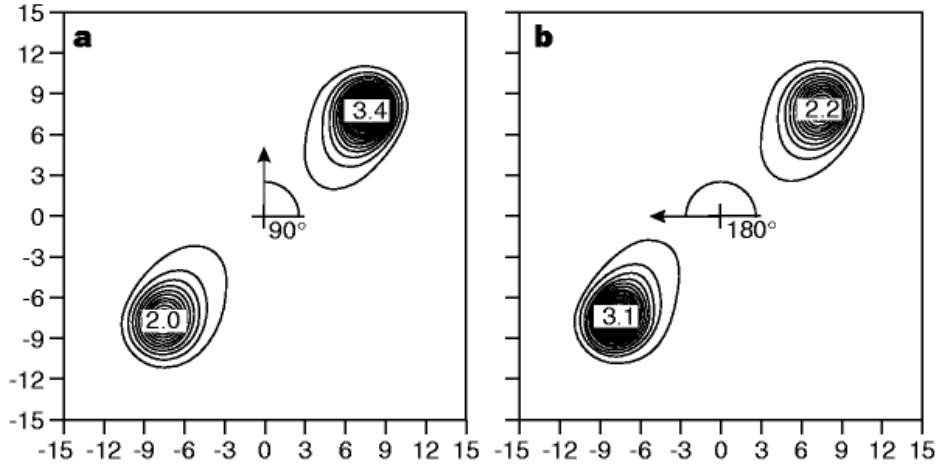
Figur 2.1: Trajektoriene til et ensemble med initialpunkter (svart sirkel) i faserommet i Lorenz-attraktoren for 3 ulike sett av initialbetingelser. Figur fra ECMWF.

ensemble av initialpunkter ved 3 ulike posisjoner på Lorenz-attraktoren. I den første posisjonen er det liten vekst og derfor høy prediktabilitet. I den andre posisjonen er det noe vekst, mens i den tredje posisjonen er veksten av initialbetingelsene stor og prediktabiliteten forsvinner. At prediktabiliteten er en funksjon av initialtilstanden utgjør det teoretiske grunnlaget for ensemble-varsling.

Palmer (1993) tilførte likningene i Lorenz-attraktoren en stasjonær pådrivsvektor, f_0 , som kan representere et antropogent pådriv:

$$\begin{aligned}\frac{dx}{dt} &= -\sigma(x + y) + f_0 \cos\theta \\ \frac{dy}{dt} &= rx - y - xz + f_0 \cos\theta \\ \frac{dz}{dt} &= xy - bz\end{aligned}\tag{2.2}$$

På samme måte som med atmosfærens prediktabilitet, vil også atmosfærens følsomhet til et ytre pådriv variere med posisjon på attraktoren. Figur 2.2 viser Lorenz-attraktorens respons til det antropogene pådrivet ($f_0 = 2.5$) gjennom pdf'en til tilstandsvektoren i x - y -planet. Når $f_0 = 0$, er pdf'ene assosiert med de to maksimumspunktene eller regimene like (ikke vist). Når pådrivet f_0 legges til, vil responsen fra Lorenz-modellen gjenspeiles i en økning av pdf'en assosiert med et regime og en reduksjon av pdf'en assosiert med det andre regimet. Posisjonen til regimene i faserommet påvirkes ikke av en endring i pådrivet. Områdene nær regimenes maksima er relativt stabile områder i motsetning til det ustabile området som ligger i mellom regimene nær origo, der systemet er sensitivt til pådrivet. Pdf'en til Lorenz-attraktoren vil, ved sentralgrenseteoremet, få en gaussisk fordeling når man midler over lang tid. For et gitt tidsmiddel vil derimot pdf'en ha en bimodal (totoppet) fordeling under betingelse at tilstandsvektoren kan oppholde seg lenge nok i et regime (med relativt hurtige overganger mellom regimene). I figur 2.2 har tilstandene i Lorenz-attraktoren blitt midlet med ca. en typisk omløpstid



Figur 2.2: Pdf'en til tilstandsvektoren av Lorenz-attraktoren i x, y faserom med $\sigma = 10$, $r = 28$, $b = 8/3$ og $f_0 = 2.5$. Pilen utgjør pådrivsvektoren $(2.5\cos\theta, 2.5\sin\theta)$. a) $\theta = 90^\circ$ b) $\theta = 180^\circ$. Tallene viser pdf'ens maksima ved regimesentrene. Tilstandene er tidsmidlet over ca. en typisk omløpstid rundt et regime. Figur hentet fra Corti m.fl. (1999)

rundt et regime.

Atmosfæren kan modelleres matematisk ved hjelp av N ulineære koblete ordinære differensiallikninger, som definerer klimaattraktoren, på formen:

$$\frac{dX}{dt} = F(X) \quad (2.3)$$

der $X(t)$ er en tilstand for atmosfæren ved tiden t og F er en ulineær funksjon av X . F er ikke eksplisitt avhengig av tiden slik at løsningen ved hvert tidspunkt er unik. Ved å integrere likningene fra t_0 til t genereres trajektorier i det N -dimensjonale faserommet som entydig bestemmes av starttilstanden $X(t_0)$:

$$X(t) = M[X(t_0)] \quad (2.4)$$

Til faserommet kan det knyttes indreprodukt som på generell form kan skrives:

$$s = \langle X, Y \rangle \quad (2.5)$$

der s er en skalar og X og Y er punkter i faserommet. Avstander mellom X og Y kan da defineres som:

$$d = \sqrt{\langle (X - Y), (X - Y) \rangle} \quad (2.6)$$

Det generelle indreproduktet kan knyttes til det euklidske prikkproduktet gjennom å definere $N \times N$ -matriser av vektorer C :

$$\langle X, Y \rangle = X^T C Y \quad (2.7)$$

Ofte defineres C slik at avstander måles ved total energi. For å studere stabiliteten av klimaet, adderes en liten forstyrrelse x i initialtilstanden etterfulgt av en linearisering med hensyn på $x(t)$:

$$\frac{dx}{dt} = Jx \quad (2.8)$$

der J er Jakobi-matrisen gitt ved:

$$J = \left. \frac{dF}{dX} \right|_{X(t)} \quad (2.9)$$

Dette systemet av lineære ordinære differensiallikninger utgjør den tangent-lineære modellen. Siden F er ulineær, vil vekstraten til små perturbasjoner variere med lokasjon på attraktoren. På grunn av kvadratiske adveksjonsledd i likning 2.3 vil Jakobi-matrisen være usymmetrisk og ikke-normal, dvs. $J^*J \neq JJ^*$, der J^* er den adjungerte til J , dvs. $\langle JX, Y \rangle = \langle X, J^*Y \rangle$ for vilkårlige X og Y . Dersom J er reell og indreproduktet er det euklidske (C er identitetsmatrisen), er J^* den transformerte til J . Likning 2.8 kan skrives på integralform:

$$x(t_1) = L(t_1, t_0)x(t_0) \quad (2.10)$$

der $L(t_1, t_0)$ er den tangent-lineære modellens propagator som brukes på initialtilstanden for å få slutttilstanden. Propagatoren kan relateres til Jakobi-matrisen ved å integrere J fra t_0 til t_1 :

$$L(t_1, t_0) = e^{\int_{t_0}^{t_1} J dt} \quad (2.11)$$

Ved å perturbere systemet med et lite pådriv $f(t)$ kan likning 2.8 skrives:

$$\frac{dx}{dt} = Jx + f(t) \quad (2.12)$$

Løsningen til likning 2.12 finnes ved å bruke propagatoren som forplanter initialperturbasjonen ved tid t_0 til den endelige perturbasjonen ved tid t_1 :

$$x(t_1) = L(t_1, t_0)x(t_0) + \int_{t_0}^{t_1} L(t_1, t)f(t)dt \quad (2.13)$$

Hvis $x(t_0) = 0$ og f er uavhengig av tiden, så vil:

$$x(t_1) = \mathcal{L}(t_1, t_0)f \quad (2.14)$$

der:

$$\mathcal{L}(t_1, t_0) = \int_{t_0}^{t_1} L(t_1, t)dt \quad (2.15)$$

Egenvektorene til $\mathcal{L}^*\mathcal{L}$ er da singulærvektorer for pådriv med hensyn på indreproduktet \langle, \rangle over intervallet $[t_0, t_1]$. Man kan definere et pådriv f som er

konstant over intervallet $[t_0, t_1]$ og har en gitt norm $\langle f, f \rangle$ slik at responsen ved tiden t_1 har maksimal mulig projeksjon på strømningsmønsteret E :

$$PE = \langle x(t_1), E \rangle = \text{maksimal} \quad (2.16)$$

Siden $PE = \langle \mathcal{L}(t_1, t_0)f, E \rangle = \langle f, \mathcal{L}^*(t_1, t_0), E \rangle$ kan det optimale pådrivsmønsteret til E defineres som:

$$S = \mathcal{L}^*(t_1, t_0)E \quad (2.17)$$

siden PE vil være maksimal når $f = S$. S vil generelt være forskjellig fra E siden \mathcal{L} er en ikke-normal matrise. S kan defineres som et følsomhetsregime til E og normen til S kan være et objektivt mål på tilstandens maksimale følsomhet for et pådriv f .

Siden J er en funksjon av posisjon på attraktoren betyr det at atmosfærens prediktabilitet avhenger av det aktuelle været. Perturbasjoner kan vokse over endelige tidsintervaller selv om systemet er stabilt fordi J er ikke-normal. Basert på disse to aspektene ved ulinearitet framla Palmer (1993) følgende ulineære perspektiv på et system hvor variabilitet først og fremst foregår i overganger mellom to eller flere kvasi-stasjonære strømningsregimer:

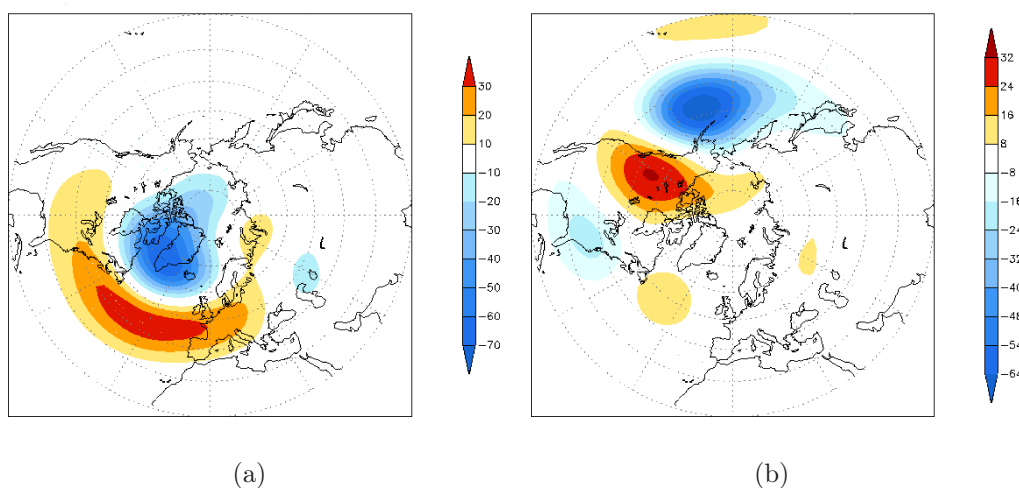
1. Virkningen av et lite pådriv, f , på atmosfæren vil først og fremst merkes i perioder når prediktabiliteten i atmosfæren er lav.
2. Atmosfærens respons på et slikt pådriv bestemmes hovedsakelig gjennom en endring av frekvensen til strømningsregimene.
3. Regioner hvor atmosfæren er sensitiv til et lite pådriv vil ikke falle sammen med regioner hvor atmosfærens respons til dette pådrivet er stor.
4. Den geografiske strukturen til strømningsregimene vil i liten grad påvirkes av f .

Ved sitt ulineære perspektiv på klima argumenterte Palmer for at atmosfærens respons på antropogene pådriv kunne projisere ned på mønstre av naturlig variabilitet. Klimaresponsen fra antropogene pådriv ville derfor ikke være distinkt forskjellig fra mønstre av naturlig variabilitet og en forandring i klima kunne forklares gjennom en endring i frekvensen hos de naturlige strømningsregimene i atmosfæren. Dette kan forklares ved å se på figur 2.2 der systemets respons, som er i høy grad uavhengig av detaljene til pådrivet f , assosieres med en økning av pdf'en assosiert med en av regimene og en reduksjon av pdf'en assosiert med det andre regimet. Hvis dette perspektivet skal være anvendelig på klimaet, betyr det at klimaforandringer som skyldes endring i antropogene pådriv hovedsakelig vil projisere ned på mønstre av naturlig variabilitet, selv om slike mønstre opptrer på kortere tidsskalaer enn det antropogene pådrivet.

Iversen m.fl. (2008) kalkulerte optimale pådriv som (over 4 dager) best mulig produserte responsmønstre som liknet COWL, ved å bruke en utvidet versjon av likning 2.17. Flere elementer i Palmer's ulineære perspektiv på klima ble verifisert; klimaets følsomhet avhenger av atmosfærens tilstand, responsmønsteret avviker fra pådrivsmønsteret (ikke-normalitet), følsomhet og prediktabilitet er negativt korrelert og strømmingsegenskapene til de mest følsomme tilstandene er forskjellig fra de minst følsomme.

2.2 Strømningsregimer i atmosfæren

Strømningsregimer defineres vanligvis som sirkulasjonsmønstre på storskala som er i statistisk-dynamisk likevekt i faserommet (Molteni m.fl., 2006). Strømningsregimer varer gjerne lenger enn individuelle værsystemer, mens overgangene mellom regimene skjer på tidskalaer mye kortere enn baroklin instabilitet. Strømningsregimer har blitt definert regionalt i klimadata ved bruk av ulike metoder i en rekke studier (Wallace og Gutzler, 1981; Kimoto og Ghil, 1993; Cheng og Wallace, 1993). Disse regimene har likheter til såkalte fjernvirkningsmønstre eller stasjonære anomalifelter. Eksempler på slike er den Nordatlantiske oscillasjon (NAO) og Pacific/North American pattern (PNA), som er mest framtreddende høyere oppe i troposfæren. Ved disse høydene likner mønstrene på den lineære responsen til termalt og/eller oreografisk pådriv. De observerte mønstrene har en ekvivalent-barotropisk vertikalstruktur.



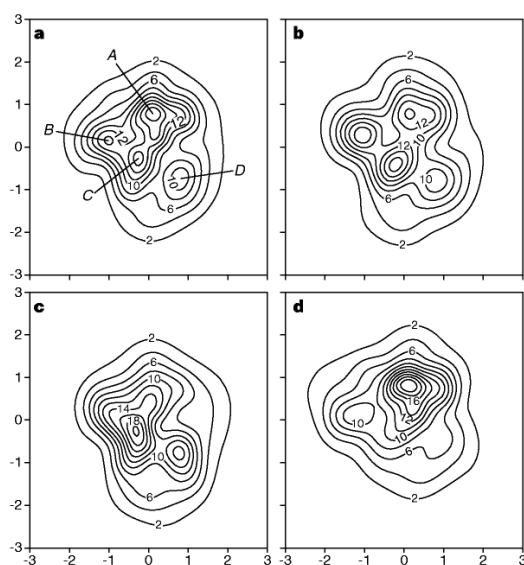
Figur 2.3: Geografisk mønster for (a) NAO og (b) PNA. Rotert eof-analyse er anvendt på månedlige høydeanomalier i 500 hPa 20°-90° N fra NCEP's reanalyse 1950-2000. Figur fra NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration).

Både NAO og PNA er to moder som beskriver mye av den lav-frekvente variabiliteten på den nordlige halvkule og begge assosieres med fluktuasjo-

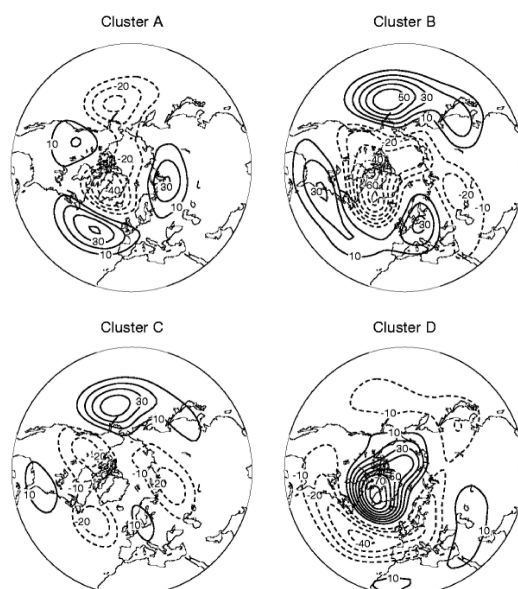
nene i styrken på jetstrømmen rundt 55° N (Thompson og Wallace, 2002). NAO påvirker vær og klima i Nord-Atlanteren og omkringliggende kontinenter, spesielt Europa (van Loon og Rogers, 1978; Barnston og Livezey, 1987) og det romlige mønsteret er vist i figur 2.3(a). NAO forekommer til alle årstider, men er mest dominant om vinteren. NAO i positiv fase indikerer et sterkt lavtrykk over Island, et høytrykk over Azorene og en sterk vestavind som kommer inn over Europa i en mer nordlig retning. Dette fører til våte, milde vintre i nord og tørre, kalde vintre i sør. Når NAO er i negativ fase, er vestavindsbeltet svakere og kalde luftmasser som dannes over Russland strømmes lettere utover Europa. Svekkelsen av vestavindsbeltet gir Nord-Europa tørt og kaldt vær, i motsetning til lenger sør, der stormer som passerer eller dannes i Middelhavet fører med seg nedbør over Sør-Europa. NAO i positiv fase har vist en økende trend fra 1960 til 1990 og det har vært stor debatt blant klimaforskere om denne trenden kan knyttes til antropogen påvirkning på klimaet. Etter 1995 har derimot NAO-vintre vært mindre positive og det gjenstår å se hvorvidt trendene i NAO kun skyldes tilfeldige variasjoner i klimasystemet (Thompson og Wallace, 2002; Stephenson m.fl., 2006). NAO er høyt korrelert med den arktiske oscillasjon (AO) som er et tilnærmet sonalt mønster på hemisfærisk skala, og NAO regnes som en del av dette strømningsregimet (Thompson og Wallace, 1998; Wallace, 2000).

PNA assosieres med planetariske bølger med dominerende sentre i Stillehavet og Nord-Amerika, se figur 2.3(b). Når PNA er i positiv fase forsterkes jetstrømmen over Øst-Asia. PNA påvirkes også av ENSO (El Niño Southern Oscillation) slik at PNA i positiv fase gjerne assosieres med varme episoder (El Niño) og PNA i negativ fase gjerne assosieres med kalde episoder (La Niña) (Thompson og Wallace, 2002).

Eksistensen av strømningsregimer på hemisfærisk skala er debattert. For eksempel bemerket Wallace m.fl. (1996) at NAO og PNA fluktuerte mesteparten av tiden uavhengig av hverandre. Et strømningsregime som har vært relevant de siste årene som forklaring på observerte klimaforandringer er det såkalte kaldt-hav-varmt-land-mønsteret (COWL) og som også har sammenheng med NAO. COWL ble påvist av Wallace m.fl. (1996) som regresjonskoeffisienter mellom anomalier i bakketemperatur og 1000-500 hPa tykkelsesfeltet på den nordlige halvkule og liknende mønster har også blitt funnet i andre studier (Kimoto og Ghil, 1993; Cheng og Wallace, 1993; Corti m.fl., 1999) fra clusteranalyse utspent fra de to ledende eof'ene. Den observerte globale oppvarmingen de siste 50 årene har vært mest markant på høyere breddegrader på den nordlige halvkule under vintersesongen. En økning i bakketemperatur over kontinentene har vært delvis oppveid av en avkjøling over havområdene (IPCC, 2007). COWL-mønsteret er konsistent med den observerte tendensen for lavtrykkene over Island og Aleutene til å være dypere enn normalt i de månedene hvor gjennomsnittstemperaturen er unormalt høy (Quadrelli og Wallace, 2004).



Figur 2.4: Pdf'en til prinsipalkomponentene av månedsmidlet 500 hPa geopotensiell høyde i et redusert faserom utspent av de to ledende eof'ene (a) ved å bruke alle data i perioden 1949-94, (b) ved å bruke data fra perioden 1949-94 hvor alle måneder som El Niño/La Niña inntreffer har blitt fjernet, (c) ved å bruke data fra delperioden 1949-71, (d) ved å bruke data fra delperioden 1971-1994. Tallene på de horisontale og de vertikale aksene er projeksjonskoeffisientene av geopotensiell høyde på henholdsvis den første og den andre eof'en. Figur fra Corti m.fl. (1999).



Figur 2.5: Geografisk fordeling av anomalier i 500 hPa geopotensiell høyde NH nov-april 1949-1994 NCEP-data assosiert med cluster A (COWL), cluster B, cluster C og cluster D (AO i negativ fase) fra Corti m.fl. (1999). Konturintervall er 10 m.

Corti m.fl. (1999) studerte eof'er av detrendede anomalier fra NCEP's reanalyse 1949-1994 for vintermånedene november-april. Eof'ene ble brukt til å spenne ut et redusert faserom der pdf'en til de to ledende prinsipalkomponentene generert ved kjernemetoden (Silverman, 1986) ble plottet. Pdf'en hadde 4 maksima (figur 2.4 a) der cluster A liknet på COWL-mønsteret og cluster D var høyt korrelert med AO (figur 2.5). Ingen av regimene hadde oppstått ved pådriv fra El Niño som vist i figur 2.5 b, der alle månedene hvor El Niño/La Niña inntreffer har blitt fjernet. Når datasettet ble delt inn i to delperioder, 1949-71 og 1971-94, ble det observert en klar økning i pdf'en assosiert med regime A (COWL) i den siste delperioden, og en reduksjon i pdf'ene til de andre regimene (figur 2.4 c og d). Regimenes lokasjon i faserommet var relativt stabil. Reduksjonen av pdf'en til cluster D (tilsvarende en økning i AO i positiv fase) i den siste delperioden er konsistent med hva som har blitt funnet å være et systematisk avvik i en av atmosfærens naturlige dominante moder av variabilitet (Thompson og Wallace, 1998). Corti m.fl. (1999) konkluderte med at mye av den observerte oppvarmingen i troposfæren på den nordlige halvkule de siste årene ikke *a priori* kunne linkes til antropogene pådrivsmønstre, men kunne forstås gjennom en endret hyppighet i opptreden til dominante, naturlige regimer av lav-frekvent variabilitet i atmosfæren.

Strømningsregimer kan få store samfunnsøkonomiske følger. For eksempel, høsten 2000 førte en 3 måneders vedvarenhet av Skandinaviamønsteret til kostbare oversvømmelser i England og deler av Vest-Europa (Blackburn og Hoskins, 2002; Stephenson m.fl., 2004). Jetstrømmen over Atlanterhavet var denne høsten forskjøvet mot øst og første til at intense værsystemer kom inn over Vest-Europa med store nedbørsmengder. Jetstrømmen var assosiert med et bølgetog i geopotensiell høyde fra Atlanterhavet og inn over Eurasia, med en syklon over England og en sterk antisyklon over Skandinavia. Skandinaviamønsteret ble definert gjennom rotert eof-analyse av Barnston og Livezey (1987) (Eurasia-1) som et foretrukket mønster av variabilitet på den nordlige halvkule. Mønsteret består av et dominerende sirkulasjonssenter over Skandinavia og to svakere sentre med motsatt fortegn over Vest-Europa og Øst-Russland.

Kapittel 3

Metode

3.1 Data

3.1.1 Beregningene i CAM-Oslo

Dataene som har blitt brukt i denne oppgaven er hentet fra den globale sirkulasjonsmodellen CAM-Oslo koblet til en slab-ocean-forenklet havmodell for likevektstudier av klimarespons. CAM-Oslo (Seland m.fl., 2008) er en modifisert versjon av CAM versjon 3.0 som ble utviklet ved NCAR (The National Center for Atmospheric Research). Modellen kjøres med en T42 spektral trunkering og har 26 vertikalnivå. Havmodellen som er koblet til CAM-Oslo består av en prognostisk likning for temperaturen i blandingslaget med flukser til og fra atmosfæren og med horisontale og vertikale flukser i havet. Dybden til blandingslaget er et årlig middel basert på observasjoner og varierer mellom 10-30 meter i tropene og i områder med havis ved høyere breddegrader, og mellom 10-200 meter ellers på høyere breddegrader. Fluksene i havet har blitt beregnet gjennom en 30 års kontrollkjøring drevet av klimatologiske havoverflatetemperaturer og havis. Slab-ocean-forenklete havmodeller kan brukes i likevektstudier av klima, men er uegnet for transiente klimastudier fordi modellen verken har et aktivt dyphav eller havstrømmer.

I en likevektstudie av klima ved Kirkevåg m.fl. (2008) har det blitt beregnet strålingspådriv og klimarespons av antropogene aerosoler, basert på en forholdsvis detaljert, interaktiv aerosolmodul integrert i CAM-Oslo-modellen. Både aerosolene og drivhusgassene i modellen kjøres i en interaktiv modus, slik at de kan påvirke dynamikken i modellen som igjen kan påvirke fordelingen av aerosolene. Modellen har blitt kjørt med to sett emisjoner av aerosoler og to ulike nivåer med CO₂. Kirkevåg m.fl. (2008) har studert atmosfærens respons til pådriv fra utslipp av antropogene aerosoler relativt til preindustriell tid og har sammenliknet denne responsen med en projisert fremtidig 63 % økning i CO₂. Det har blitt brukt en 63 % økning i CO₂ som en tilnærming til en dobling av CO₂ i et CMIP2-eksperiment (basert på et middel fra 20 GCM-kjøringer). Likevektsresponsen vil ha et CO₂-nivå på 1.63 ganger initialtilstanden når den oppnår samme temperatur som den

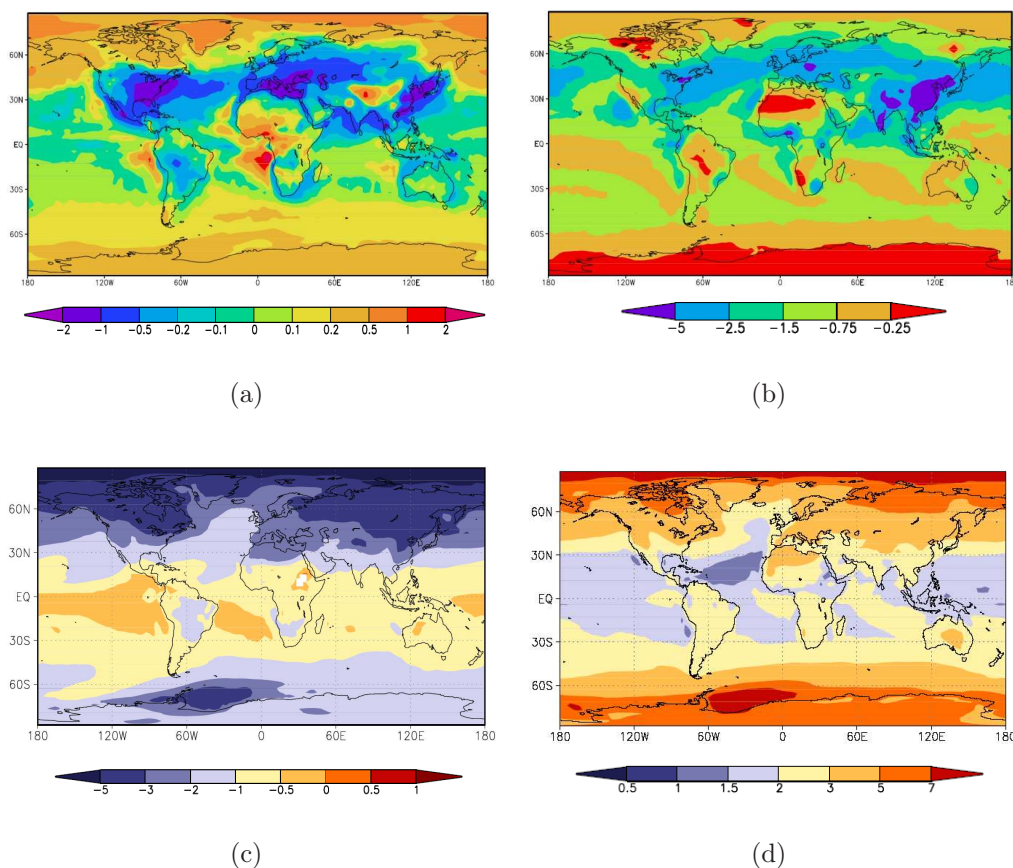
transiente klimaresponsen oppnår ved en dobling av CO_2 . Det er foretatt 3 ulike simuleringer. Kontrollkjøringen, somB, er kjørt med dagens utslipp av aerosoler og dagens (1990) blandingsforhold av CO_2 (355 ppmv). SomPre er kjørt med samme blandingsforhold av CO_2 som kontrollkjøringen, men med preindustrielle (1750) utslipp av aerosoler. Den siste kjøringen, somBco2, er kjørt med dagens utslipp av aerosoler og en 63 % økning i blandingsforholdet til CO_2 . Andre drivhusgasser (CH_4 , N_2O , O_3 , CFC11 og CFC12) holdes til dagens blandingsforhold, med unntak av H_2O som er en prognostisk variabel. Hver simulering er kjørt i 42 år.

Som grunnlag for videre studier av globale strømningsmønstre i atmosfæren vil månedsmidlet 500 hPa geopotensiell høyde (Z500) brukes, tilnærmet med modell-lag 19, fra de 3 simuleringene somB, somPre og somBco2 til Kirkevåg m.fl. (2008). Siden den observerte globale oppvarmingen har vært mest markant på høyere breddegrader under kalde sesonger (november-april), vil analysen kun ta for seg anomalier under kald sesong nord for 20°N slik som også er gjort i Corti m.fl. (1999). Analysen vil foregå på den mer rendyrkede sesongen desember-mars, fordi en 6-måneders vinter tar med mye av overgangssesongene der atmosfærestømningen begynner å endres.

3.1.2 Strålingspådriv fra aerosoler og CO_2

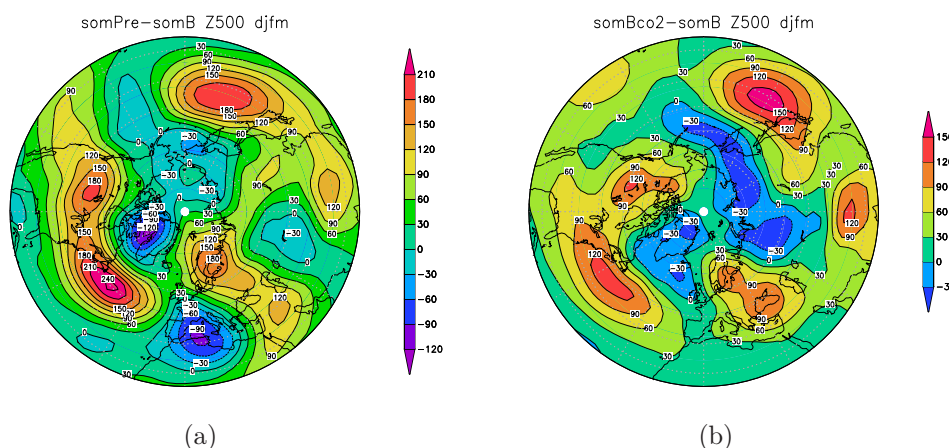
Aerosolene i modellen påvirker klimaet direkte gjennom refleksjon og absorpsjon av stråling, hovedsaklig i kortbølget spektrum. Indirekte effekter av aerosoler påvirker egenskapene til skyer, gjennom å endre både antallet og størrelsen på skydråper som igjen påvirker utløsning av nedbør i vannskyer. Aerosolers indirekte effekt kan knyttes til endring av sky-albedo ved at skydråper blir mindre og flere slik at skyene blir hvitere, men kan også knyttes til levetiden til skyene ved at nedbørsmengden reduseres slik at skyene lever lenger og skydekningen øker. For å beregne effekter av antropogene aerosoler sammenliknes somPre og somB. Det geografiske mønsteret til strålingspådrivet fra de antropogene aerosolenes direkte og indirekte effekt er vist i figur 3.1(a) og (b). I modellen produserer pådrivet fra antropogene aerosoler en global avkjøling av bakken på 1.94 K og en 5.5 % reduksjon i globalt midlet nedbør (Kirkevåg m.fl., 2008). Det geografiske mønsteret til endringen i temperaturen er vist i figur 3.1(c). Den største avkjølingen finner sted på høyere breddegrader over land, med en mye svakere avkjøling over tropiske havområder. For å studere effekter av en økning i CO_2 sammenliknes somBco2 og somB. Siden CO_2 har en lang levetid i atmosfæren og er godt blandet vil pådrivet fra en 63 % økning i CO_2 være mye jevnere fordelt enn pådrivet fra antropogene aerosoler (ikke vist). Pådrivet fra en 63 % økning i CO_2 produserer en global oppvarming på 1.98 K og en 3.8 % økning i globalt midlet nedbør (Kirkevåg m.fl., 2008). Det geografiske mønsteret til endringen i temperaturen er vist i figur 3.1(d). Det er verdt å legge merke til at det geografiske mønsteret til atmosfærens respons til pådrivene ikke faller sammen med det geografiske

mønsteret til pådrivene, som er et av aspektene ved det ulineære perspektivet på klima. Responsmønstrene assosiert med aerosolene og økningen i CO_2 har store likheter til tross for svært ulike pådrivsmønstre.



Figur 3.1: Geografisk mønster til strålingspådriv (W m^{-2}) fra antropogene aerosoler ved (a) direkte effekt (b) indirekte effekt. Forandring i bakketemperatur (K) ved (c) antropogene aerosolers indirekte og direkte effekt (somB minus somPre) og (d) en dobling av CO_2 (somBco2 minus somB). Figur fra Kirkevåg m.fl. (2008).

Z500-flaten ligger vanligvis ca 5-6 km over havnivå og er høyest i tropene og lavest i polområdene. Denne forskjellen fører til vestavind på midlere og høyere breddegrader. Strømningsmønsteret er forskjellig på den nordlige halvkule og på den sørlige halvkule. På den sørlige halvkule er kontinentene mer rotasjonssymmetrisk fordelt slik at strømmingen blir tilnærmet rotasjonssymmetrisk. På den nordlige halvkule vil strømningsmønsteret ved et gitt tidspunkt domineres av forstyrrelser på synoptisk skala med store amplituder som varierer daglig med posisjon og intensitet. Disse transiente ryggene og trågene pleier å kansellere hverandre når strømningsmønsteret midles over lengre tid, f. eks over en sesong.



Figur 3.2: Endringer i Z500 midlet over vintersesongen (des-mar) når (a) antropogene aerosoler fjernes (somPre minus somB) og (b) en 63 % økning i CO₂ legges til (somBco2 minus somB). Konturintervall er 30 m.

Forandringer i Z500 som oppstår ved å fjerne antropogene aerosoler kan studeres ved å trekke somB fra somPre og er vist i figur 3.2(a). På tilsvarende måte kan endringer som oppstår ved en 63 % økning i CO₂ studeres ved å trekke somB fra somBco2 og er vist i figur 3.2(b). Begge endringene har en oppvarmende effekt på atmosfæren. Mønstrene likner på hverandre og har en tilnærmet sonal symmetri, med unntak over deler av Eurasia og Stillehavet.

3.1.3 NCEP-data

Analyseverktøyet som har blitt brukt i denne studien har blitt verifisert gjennom å bruke data fra NCEP's reanalyse som er tilgjengelig i et $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (lengdegrad-breddegrad) globalt grid på <http://www.cdc.noaa.gov/>. Detrendede anomalier i 500 hPa geopotensiell høyde over 43 vintersesonger (des-mar) 1954/5-1997/8 har blitt brukt for å forsøke å gjenskape de romlige mønstrene fra Corti m.fl. (1999) og Molteni m.fl. (2006). Gjennomsnittelig sesongvariasjonen har blitt fjernet fra dataene ved å beregne anomalier i forhold til månedsmiddelet og dataene er videre detrendet ved å se på avvik fra et 5-års sentrert glidende middel slik som også er gjort i Corti m.fl. (1999) og Molteni m.fl. (2006).

3.2 Empiriske ortogonale funksjoner (eof'er)

Eof-analyse er en metode som er mye brukt i klimaforskning til å redusere mengden med klimadata. Metoden finner dominante romlige mønstre i variabiliteten og tilhørende tidsserier og gir samtidig et mål på hvor mye av total variabilitet som forklares av hvert romlige mønster. De romlige mønstrene eller modene er ortogonale i tid og rom og den første moden forklarer mest

varians (Venegas, 2001; Hannachi, 2004). Selv om eof-analyse finner moder som maksimerer forklart varians i datasettet, er det viktig å være klar over at disse modene ikke nødvendigvis kan assosieres med fysiske moder i atmosfæren (Dommenget og Latif, 2002; Hannachi m.fl., 2007). Noen ganger kan en enkelt fysisk prosess være spredt over flere eof'er, mens andre ganger kan en eof inneholde flere fysiske prosesser (Venegas, 2001). Hvorvidt modene utgjør fysiske moder er en subjektiv vurdering.

3.2.1 Algoritme

De detrendede anomaliene blir lagret i en $n \times p$ -matrise, X , der radene n er antall tidssteg og kolonnene p er antall gridpunkt:

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2p} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{np} \end{pmatrix} \quad (3.1)$$

der hver rad representerer et kart, eller tilstandsvektoren, ved tid t . Siden middelet har blitt fjernet fra anomali-matrisen kan kovariansmatrisen, R , beregnes:

$$R = X^T X \quad (3.2)$$

R inneholder kovarianser mellom tidsseriene til alle mulige par av gridpunkter. Eof'ene oppnås ved å løse egenverdi-problemet:

$$RE = E\Lambda \quad (3.3)$$

der Λ er en diagonalmatrise som inneholder egenverdiene, λ , til kovariansmatrisen sortert i minkende rekkefølge. Kolonnevektorene til E er egenvektorene til R og representerer de romlige eof-mønstrene. Hver egenverdi gir et mål på andel varians i R forklart av modene. Siden R er symmetrisk mht. euklidisk indreprodukt, er $E^T E = E E^T = I$ der I er identitetsmatrisen, og eof'ene er ukorrelert i rom, dvs. ortogonale til hverandre. Tidsutviklingen til eof'ene finnes ved å projisere anomali-matrisen på egenvektor-matrisen:

$$A = E^T X \quad (3.4)$$

der radene i A utgjør tidsseriene assosiert med eof'ene og kalles for prinsipalkomponenter. Den originale anomali-matrisen kan rekonstrueres ved å multiplisere hver eof med tilhørende prinsipalkomponent:

$$X = \sum_{j=1}^p E_j A_j \quad (3.5)$$

Ved å trunkere summen $j = M \ll p$ i likning 3.5 beholdes kun de første eof'ene med størst varians. Et sett med noen få eof'er er ofte tilstrekkelig for å kunne beskrive den primære variabiliteten i datasettet (Venegas, 2001). Eof-analyse fører ofte til et minimalt tap av informasjon siden en stor andel små-skala variabilitet filtreres (Richman, 1986).

3.2.2 Eof-analyse anvendt på NCEP-data

For å prøve å gjenskape de romlige mønstrene fra Corti m.fl. (1999) og Molteni m.fl. (2006) har eof-analyse blitt anvendt på NCEP-dataene. Det har blitt brukt samme vektorer som i Corti m.fl. (1999) og Molteni m.fl. (2006), der hvert gridpunkt har blitt vektet med kvadratroten til cosinus til gridpunktets breddegrad. Figur 3.3 viser de 6 første eof'ene til NCEP-dataene assosiert med de 6 ledende prinsipalkomponentene. Fortegnet til eof'ene er tilfeldig og av ingen betydning og har blitt satt til å være lik eof'ene fra Corti m.fl. (1999). De to første eof'ene forklarer til sammen 29.9 % av variansen. Den første eof'en karakteriseres ved to dominante sentre med motsatt fortegn, et nord i Stillehavet ved Alaskagolfen og et nord i Atlanterhavet ved sørspissen av Grønland. Sørvest og sørøst for senteret i Atlanterhavet ligger to svakere anomalisentre med samme fortegn som senteret i Stillehavet. Den andre eof'en karakteriseres ved to dominante sentre nord i Atlanterhavet og Stillehavet med like fortegn og et senter med motsatt fortegn litt lenger sør i Atlanterhavet. Eof'ene likner på eof'er funnet i andre studier (Corti m.fl., 1999; Kimoto og Ghil, 1993; Corti m.fl., 2003).

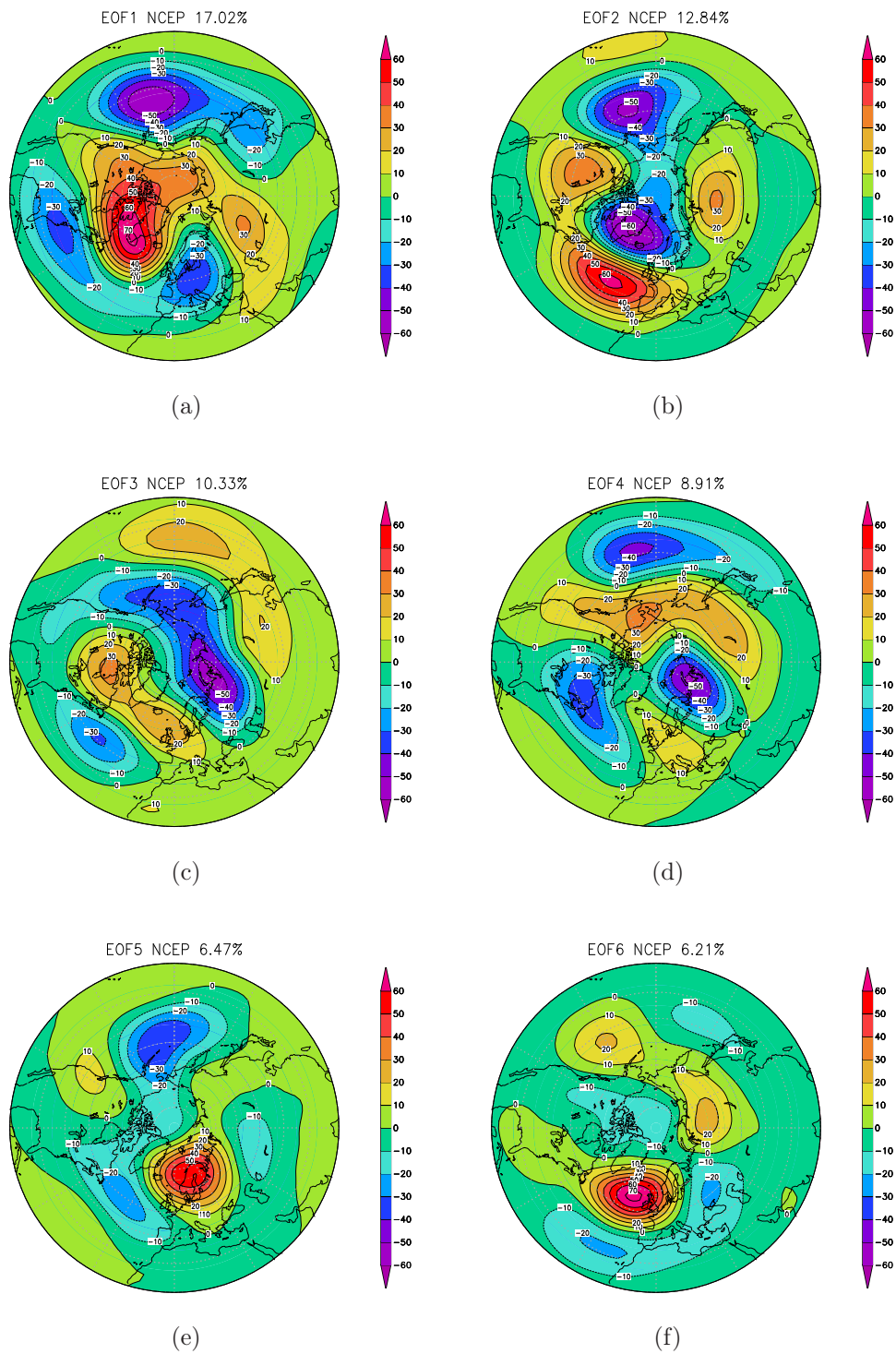
3.2.3 Roterte eof'er

Siden prosesser i atmosfæren ikke nødvendigvis er ortogonale i tid og rom, kan ortogonaliteten begrense mulige fysiske tolkninger av eof'ene. En rotasjon av eof'ene kan til en viss grad løse problemer knyttet til eof'enes geometriske egenskaper (Hannachi m.fl., 2005). Gjennom en rotasjon erstattes egenvektor-matrisen med en ny egenvektor-matrise ved hjelp av en rotasjonsmatrise som maksimerer visse krav og prinsipper om enkelthet (Horel, 1981; Richman, 1986). Et eksempel på en (ortogonal) rotasjon er vist i figur 3.4.

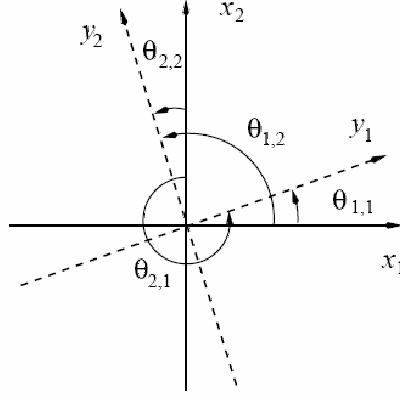
Rotasjon av eof'er er et kontroversielt felt, fordi metoden er vanskelig å gjennomføre på en objektiv måte (Mestas-Núñez, 2000; Venegas, 2001). Ved rotasjon av eof'er vil valg av prinsipper for å rotere eof'ene påvirke resultatet (Hannachi m.fl., 2005).

Spesialtilfelle

Corti m.fl. (2003) studerte hvorvidt en koblet modell kunne simulere kjente strømningsregimer i atmosfæren ved å bruke en 200 års kontrollkjøring. EOF2 og EOF4 fra modellen ble rotert slik at REOF2, rotert EOF2, liknet mest mulig på EOF2 til observerte data (som likner COWL, se figur 3.3(b)). REOF2 ble brukt til å spenne ut et nytt faserom sammen med EOF1 fra modelldataene. Inspirert av dette har en liknende rotasjon blitt foretatt i denne studien med EOF2 og EOF3 fra modellen mot COWL-mønsteret funnet i NCEP-dataene. Grunnen til at EOF2 og EOF3 har blitt valgt er fordi begge eof'ene viser signatur av COWL-mønsteret.



Figur 3.3: Geografisk fordeling av månedsmidlede høydeanomalier i 500 hPa på nordlig halvkule (20°-90° N) fra NCEP's reanalyse vintersesong (des-mar) 1954/5-1997/8 assosiert med de seks første eof'ene. Hver eof er skalert med kvadratroten til dens egenverdi. Konturintervall er 10 m.



Figur 3.4: En orthogonal rotasjon i 2 dimensjoner. Rotasjonen karakteriseres ved rotasjonsmatrisen $R = [\cos\theta_{1,1} \cos\theta_{1,2}; \cos\theta_{2,1} \cos\theta_{2,2}]$ med rotasjonsvinkel $\theta_{1,1} = 15^\circ$.

Siden REOF2 skal spenne ut et nytt faserom med EOF1, må REOF2 stå ortogonalt på EOF1. COWL-vektoren har blitt projisert ned på EOF2-EOF3-planet, slik at den står ortogonalt på EOF1. Vinkelen mellom EOF2 og den nye projiserte COWL-vektoren har blitt brukt til å rotere aksekorset til EOF2 og EOF3 (eof'ene står vinkelrett på hverandre også etter rotasjonen). EOF2 og EOF3 har blitt normalisert til enhetslengder før rotasjonen. Siden NCEP-dataene er på et $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ -grid har COWL-vektoren blitt interpolert til et gaussisk grid, slik dataene fra CAM-Oslo er i. Den ortogonale projeksjonen av COWL (COWL_proj) ned på faserommet utspent av EOF2 og EOF3 beregnes ved summen av projeksjonen på EOF2 og på EOF3:

$$\text{COWL_proj} = \frac{\text{COWL} \cdot \text{EOF2}}{\text{EOF2} \cdot \text{EOF2}} \cdot \text{EOF2} + \frac{\text{COWL} \cdot \text{EOF3}}{\text{EOF3} \cdot \text{EOF3}} \cdot \text{EOF3} \quad (3.6)$$

slik at den nye vektoren som kan bruke til å spenne ut et nytt faserom blir:

$$\text{REOF2} = \frac{\text{COWL_proj}}{\|\text{COWL_proj}\|} \quad (3.7)$$

De nye prinsipalkomponentene til REOF2 har blitt funnet ved å multiplisere den originale anomali-matrisen med den roterte egenvektor-matrisen. Før multiplikasjonen har vektingen og skaleringen på egenvektor-matrisen blitt fjernet.

3.3 Kjernemetoden

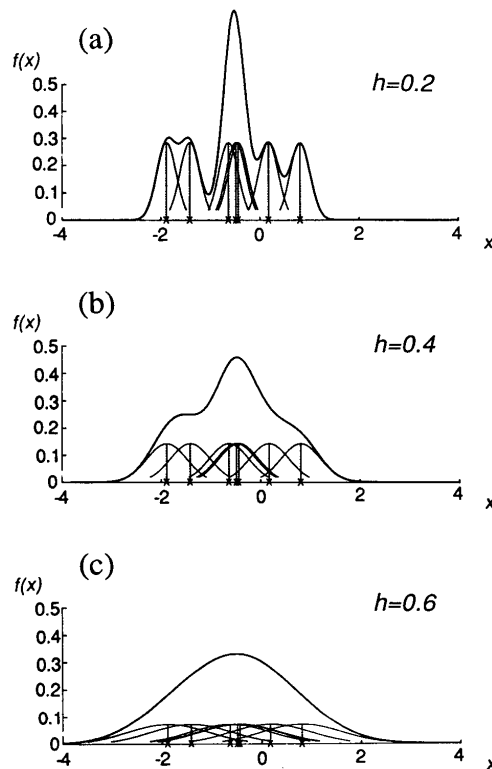
Signifikante lokale maksima i pdf'en til tilstandsvektoren er regioner i faserommet hvor sannsynligheten til forekomsten av en tilstand er størst. Inhomogeniteter i pdf'en (avvik fra gaussisk fordeling) kan skyldes eksistensen av foretrukne strømningsmønstre (Kimoto og Ghil, 1993). En av de vanligste metodene som har blitt brukt til å estimere pdf'er i vær og klima er

kjernemetoden (Silverman, 1986). Denne metoden tilordner en funksjon med fasong som en kjerne til hvert gridpunkt i datasettet slik at pdf'en, ρ , til tilstandsvektoren, X , blir summen av kjernefunksjonene sentrert rundt hvert gridpunkt:

$$\rho(X) = \frac{1}{nh^2} \sum_{i=1}^n K\left(\frac{X - X_i}{h}\right) \quad (3.8)$$

der K er kjernefunksjonen og h er kjernevidden. K er en multinormal og isotrop (gaussisk) fordeling og h bestemmer standardavviket, som er det samme i alle retninger, og avgjør grad av glatting på pdf'en.

3.3.1 Valg av kjernevidde

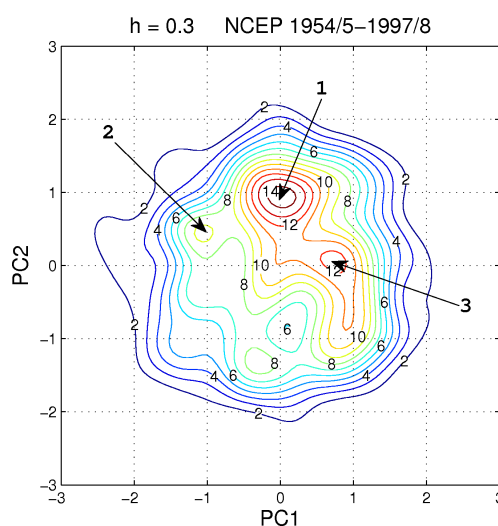


Figur 3.5: En illustrasjon av kjernemetoden. Tynne linjer representerer lokale kjernefunksjoner tilordnet hvert gridpunkt (kryss). Kjernevidden, h er (a) 0.2 (b) 0.4 og (c) 0.6. Figur fra Silverman (1986).

Antall opphopninger eller lokale maksima (clustere) i pdf'en er en monotont minkende funksjon av h (Silverman, 1986). Jo mindre h velges, jo mindre gaussisk vil fordelingen bli og flere clustere vil komme til syne. Figur 3.5 viser en illustrasjon av kjernemetoden, der kjernevidden, h , varieres. Corti m.fl. (1999) brukte en h 'stor nok til å oppdage flere signifikante maksima i pdf'en'. Stephenson m.fl. (2004) mente at h brukt i Corti m.fl. (1999) lå tett opp mot 0.3.

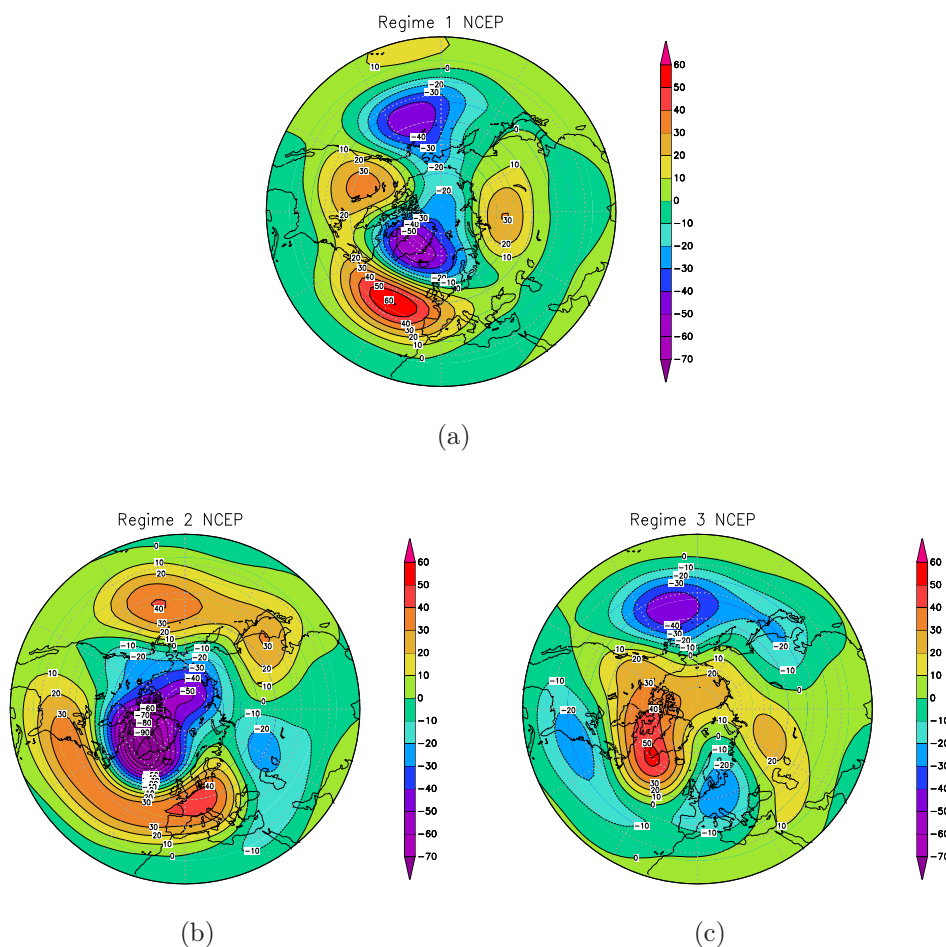
3.3.2 Kjernemetoden anvendt på NCEP-data

For å forsøke å gjenskape clusterene/regimene som har blitt funnet i Corti m.fl. (1999) har kjernemetoden blitt anvendt på NCEP-dataene. Figur 3.6 viser pdf'en til de to ledende prinsipalkomponentene til de observerte dataene, generert med en kjernevidde $h = 0.3$. Hvert punkt i faserommet utgjør et anomalimønster til én måned. Pdf'en viser hvordan anomalimønsteret til hver måned i hele tidsserien projiserer ned på de to første romlige mønstrene assosiert med PC1 og PC2. Fordelingen har tre lokale maksima merket 1, 2 og 3. De geografiske mønstrene til maksimumspunktene er illustrert i figur 3.7 og kan sammenliknes med clusterene fra Corti m.fl. (1999) i figur 2.5. Regime 1 likner på COWL-mønsteret som vist i cluster A i figur 2.5. AO-mønsteret vises i regime 2 lik cluster D i motsatt fase. Liknende regimer har også blitt funnet i Cheng og Wallace (1993) (regime G') og Kimoto og Ghil (1993) (regime BNAO). Regime 3 inneholder elementer av PNA-mønsteret i positiv fase og likner på regime B.



Figur 3.6: Pdf'en til prinsipalkomponentene til anomalier av månedsmidlet 500 hPa geopotensiell høyde 1954/5-1997/8 fra NCEP i redusert faserom utspent av de to første eof'ene. Lokale maksimumspunkter i pdf'en er merket 1, 2 og 3.

Oppsummert klarer analyse-verktøyet brukt i denne studien å gjenskape de romlige mønstrene fra Corti m.fl. (1999) og Molteni m.fl. (2006). Sammenliknes pdf'en i figur 3.6 med pdf'en i figur 2.4 vises enkelte forskjeller, som at cluster C (klimamiddelet) fra Corti m.fl. (1999) ikke er tilstede eller at AO er i motsatt fase. Disse forskjellene kan skyldes at datasettet som har blitt brukt i denne studien er for årene 1954-98, mens Corti m.fl. (1999) bruker data fra 1949-94. Molteni m.fl. (2006) bruker også data fra 1954-98 og finner 3 maksima i pdf'en lik figur 3.6 (se figur 14.3 i Molteni m.fl. (2006)). Pdf'en i figur 2.4 er glattere enn pdf'en i figur 3.6 fordi Corti m.fl. (1999) bruker en iterativ versjon av kjernemetoden som glatter mer ut mot kantene.



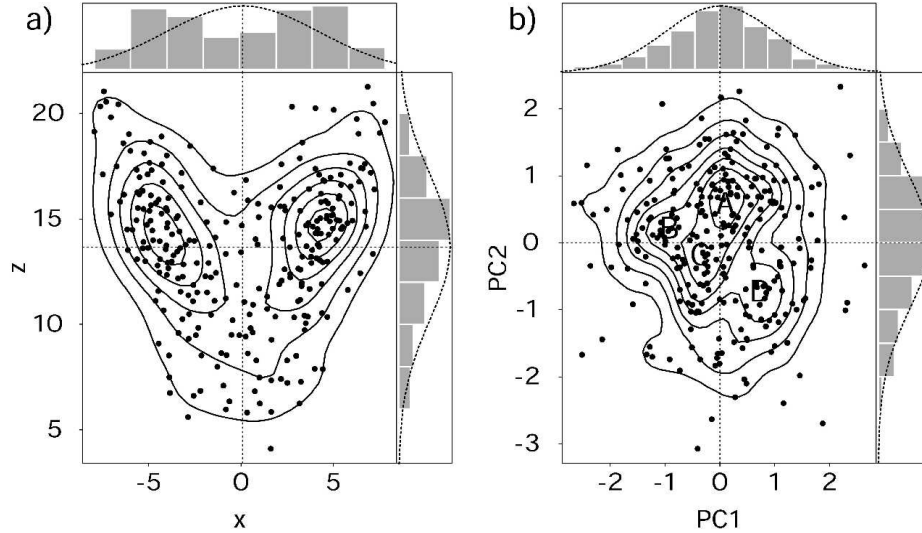
Figur 3.7: Geografiske mønstre for de 3 regimene i NCEP-dataene vist ved geografisk fordeling av anomalier i 500 hPa geopotensiell høyde (des-mar) 1954-1998 assosiert med (a) regime 1 (COWL), (b) regime 2 (AO), (c) regime 3 (inneholder PNA).

3.3.3 Statistisk signifikans

Selv om analoge strømningsregimer er funnet i mange studier (Cheng og Wallace, 1993; Kimoto og Ghil, 1993; Corti m.fl., 1999), medfører ikke konsistens nødvendigvis statistisk signifikans. Stephenson m.fl. (2004) testet nullhypotesen om multinormalitet i pdf'en (gaussisk fordeling i flere dimensjoner) på regimene funnet i Corti m.fl. (1999) og regimer i en enkel kaosmodell (Lorenz, 1963). Hypotesen ble forkastet for dataene fra kaosmodellen, men kunne ikke forkastes for de observerte dataene på et 5 % signifikansnivå (Stephenson m.fl., 2004).

Figur 3.8 viser et scatterplott av tilstandsvariablene til Lorenz-systemet (a) og NCEP-dataene fra Corti m.fl. (1999) (b). Man kan med letthet observere to distinkte sammenhopninger av punkter, eller regimer, i Lorenz-systemet. Regimene fra Corti m.fl. (1999) har blitt merket med A, B, C og D. Det er

vanskeligere å skille disse 4 regimene fra hverandre og ved første øyekast kan det se ut som én stor sammenhopning av punkter.



Figur 3.8: Scatterplott for a) Lorenz-modellens variable (x, z) b) analyse av 500 hPa geopotensiell høyde (nov-apr) 1949-94 utspent av de to ledende prinsippkomponentene. Konturlinjer er kjerne-tetthetsestimater for de to fordelingene. Lorenz-likningene (likning 2.1) (med $\sigma = 10$, $r = 30$ og $b = 8/3$) har blitt integrert forover i tid med et Euler-skjema og et utvalg på $n = 270$ midler har blitt konstruert. Figur fra Stephenson m.fl. (2004).

Ved Silverman's metode for å teste signifikansen på clustere funnet ved kjernemetoden blir et antall utvalg med rødt støy som har samme størrelse, middel, varians og autokorrelasjon som det originale datasettet generert og kjernemetoden blir repetert for hvert utvalg (Silverman, 1986). Siden rødt støy antas å ha en entoppet fordeling, vil konfidensnivået for eksistensen av m regimer være $1 - P_m$, der P_m er andelen med rødt støy hvor sannsynligheten for eksistensen av flere enn et regime er større enn i det originale datasettet. Den kritiske kjernevidden for m moder, h_m^* , som er den største verdien for h hvor m moder finnes, kan brukes til å estimere signifikansen av flere lokale maksima i pdf'en mot data med rødt støy. For eksempel hvis h_2^* er den kritiske kjernevidden for bimodalitet i det originale datasettet, så vil andelen av pdf'ene med en entoppet fordeling i dataene med rødt støy ved $h = h_2^*$ gi et konfidensnivå for bimodalitet.

Molteni m.fl. (2006) anvendte Silverman's metode på NCEP's reanalyse av månedsmidlet 500 hPa geopotensiell høyde utvidet vintersesong 1954-1998 for å teste signifikansen til clusterene i pdf'en generert med kjernemetoden, fra Corti m.fl. (1999). Kritisk verdi for bimodalitet, h_2^* , ble funnet å være 0.48. Pdf'er med økende kjernevidde fra 500 utvalg med rødt støy med samme størrelse, middel, varians og autokorrelasjon som observasjonsdataene ble

så generert. 88 % av pdf'ene av dataene med rødt støy hadde en entoppet fordeling når den kritiske kjernevidden for bimodalitet fra de opprinnelige dataene ble brukt ($h = 0.48$). Molteni m.fl. (2006) hevdet derfor at man kunne knytte et 88 % konfidensnivå til de 3 maksimaene i Corti m.fl. (1999). Ved å bruke et konfidensnivå på 95 % ble den kritiske kjernevidden for bimodalitet $h_2^* = 0.51$ som ville føre til at pdf'en ville ha en gaussisk fordeling. Molteni m.fl. (2006) argumenterte for at man ikke burde forkaste hypotesen om flere signifikante maksima i pdf'en ved å bruke $h = 0.48$, til tross for at det var en sannsynlighet på 12 % for at det ble feil, fordi månedsmidling ville svekke signaturen til multivariable regimer i pdf'en da et typisk strømningsregime i ekstratropene varer i 1-2 uker. Ved bruk av månedsmidlede data måtte man i tillegg vurdere om signifikansnivået ville tillate et skille mellom entoppet og flertoppet fordeling i pdf'en, gitt mengden av uavhengige data. Stephenson m.fl. (2004) konkluderte med at hypotesen om multinormalitet *kunne* forkastes for NCEP-dataene når mer data ble tilgjengelig i framtiden.

Kapittel 4

Resultater

Dette kapitlet inneholder en analyse av anomalier i 500 hPa geopotensiell høyde fra simuleringene somB, somPre og somBco2 fra CAM-Oslo sammenliknet med observerte data fra NCEP brukt i Molteni m.fl. (2006) og Corti m.fl. (1999). I den første delen vil resultater fra detrendingen av modelldataene presenteres. I den andre delen vil eof'er fra de tre modellsimuleringene legges frem. Etter detrendingen er de tre datasettene med anomalier likeverdige estimer på dynamikken i systemet og anomaliene slås sammen til et datasett, somKomb, som er tre ganger så langt som hvert enkelt datasett og følgelig mer robust. De to første eof'ene til somKomb brukes til å spenne ut et redusert faserom der prinsipalkomponentene til de tre simuleringene kan plottes og sammenliknes. Kjernemetoden anvendt på prinsipalkomponentene til modellsimuleringene presenteres i siste del av dette kapitlet. Pdf'ene sammenliknes for somPre og somB for å studere klimaets respons på antropogene aerosoler og for somB og somBco2 for å studere klimaets respons på en fremtidig 63 % økning i CO₂.

4.1 Detrending

Etter en spin-up-periode på 15-20 år oppnår klimaet likevekt. Kirkevåg m.fl. (2008) har foretatt analyse på de siste 28 årene (av totalt 42 års simuleringer), fordi klimaet oppnår en tilnærmet strålingsbalanse på toppen av atmosfæren etter 15 år. I denne studien har kun de 5 første årene med simuleringer blitt fjernet slik at datasettet får en lengst mulig tidsserie. De 5 første årene representerer de årene hvor Z500 vokser hurtigst. For at analysen ikke skal påvirkes av trenden når Z500-flaten hever seg, har middelet blitt fjernet fra hvert datasett. Trenden i Z500 har blitt filtrert ved å trekke fra en lineær trend som har blitt beregnet gjennom minste kvadraters regresjonslinje basert på et 12 måneders sentrert glidende middel. Den lineære trenden har et knekkpunkt i det tidspunktet hvor Z500 stabiliseres. Knekkpunktet er valgt gjennom subjektiv metode slik at den lineære trenden blir tilnærmet horisontal etter knekkpunktet. En lineær trend har blitt fjernet framfor et 5-års glidende middel, fordi et 5-års glidende middel viser årlige variasjoner som

kan være interessante å beholde. Figur 4.1 viser et 12 måneders og et 5 års sentrert glidende middel og en lineær trend for Z500 for datasettene somB, somPre og somBco2.

Sesongvariasjonene utgjør de største variasjonene i Z500. Siden sesongvariasjonen er kjent og for å unngå at analysen skal domineres av denne, har gjennomsnittelig sesongvariasjon blitt fjernet ifra Z500 etter at lineær trend har blitt fjernet. Den gjennomsnittelige sesongvariasjonen har blitt beregnet ved å kalkulere gjennomsnittelige månedsverdier. Figur 4.2 viser den gjennomsnittelige sesongvariasjonen til de tre modellsimuleringene.

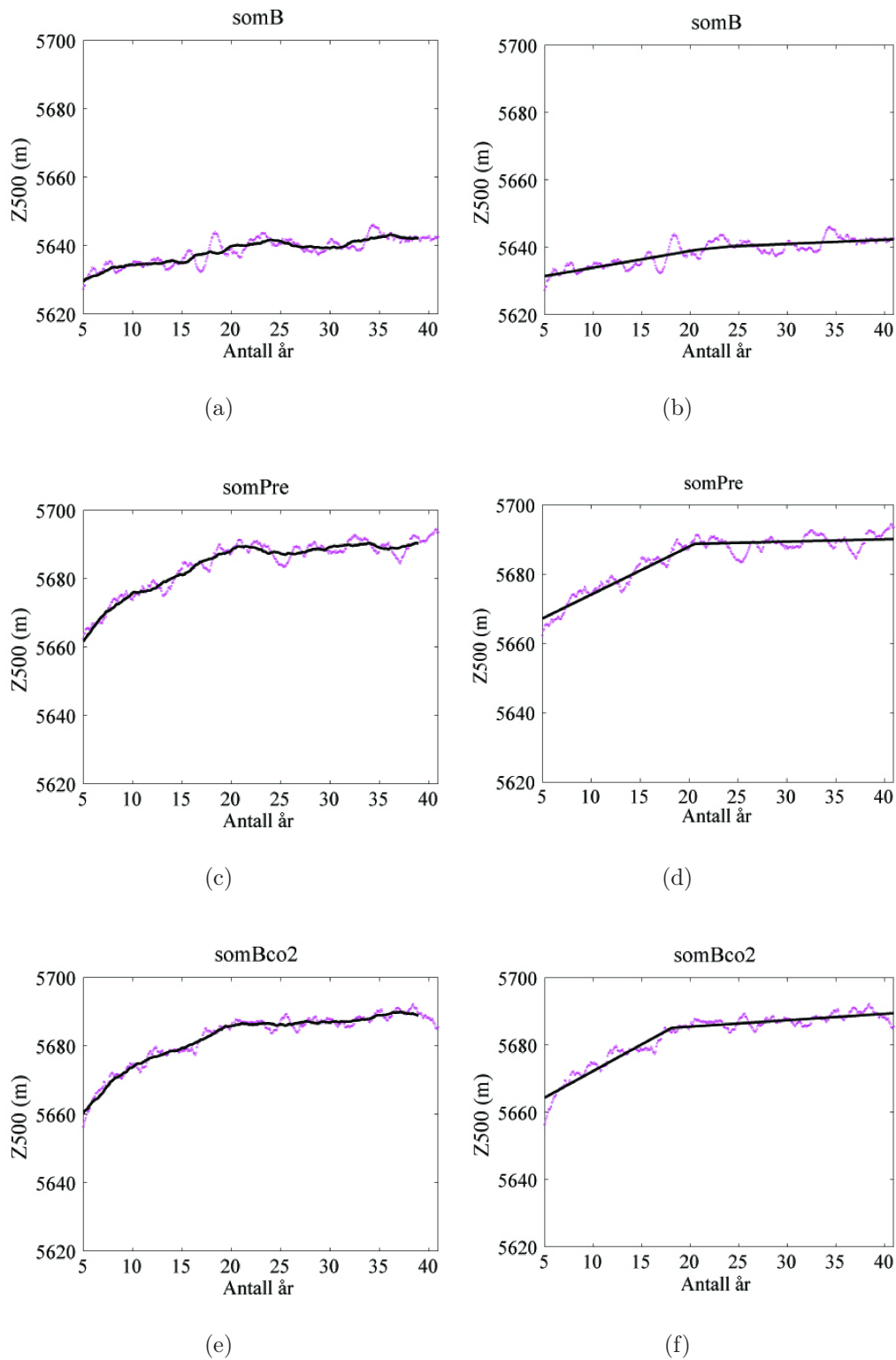
Figur 4.3 viser tidsseriene til anomaliene til de tre modellsimuleringene når gjennomsnittelig sesongvariasjon og lineær trend har blitt fjernet. Anomaliene har blitt midlet globalt over hvert gridpunkt. Standardavviket til anomaliene i somB, somPre og somBco2 er relativt like og er vist i tabell 4.1.

	somB	somPre	somBco2
σ (m)	21.28	20.35	20.45

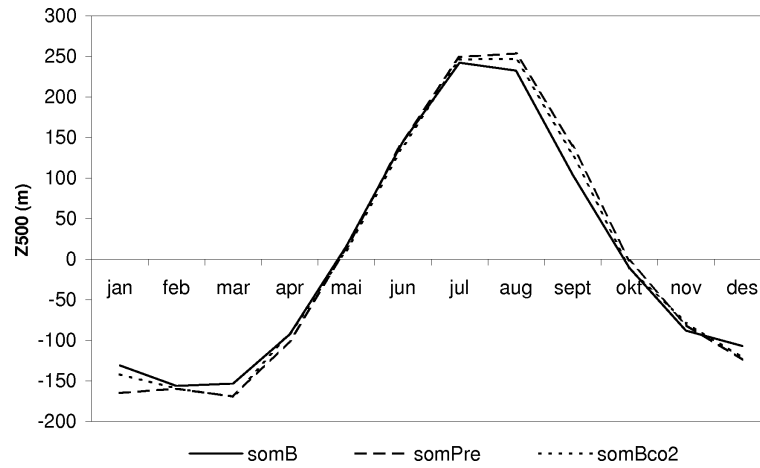
Tabell 4.1: Standardavvik for somB, somPre, somBco2.

Datase	EOF1	EOF2	EOF3
somB	0.44	0.48	0.91
somB*	0.84	0.88	0.91
somPre	0.98	0.96	0.97
somBco2	0.98	0.97	0.99
somKomb	0.99	0.99	0.92

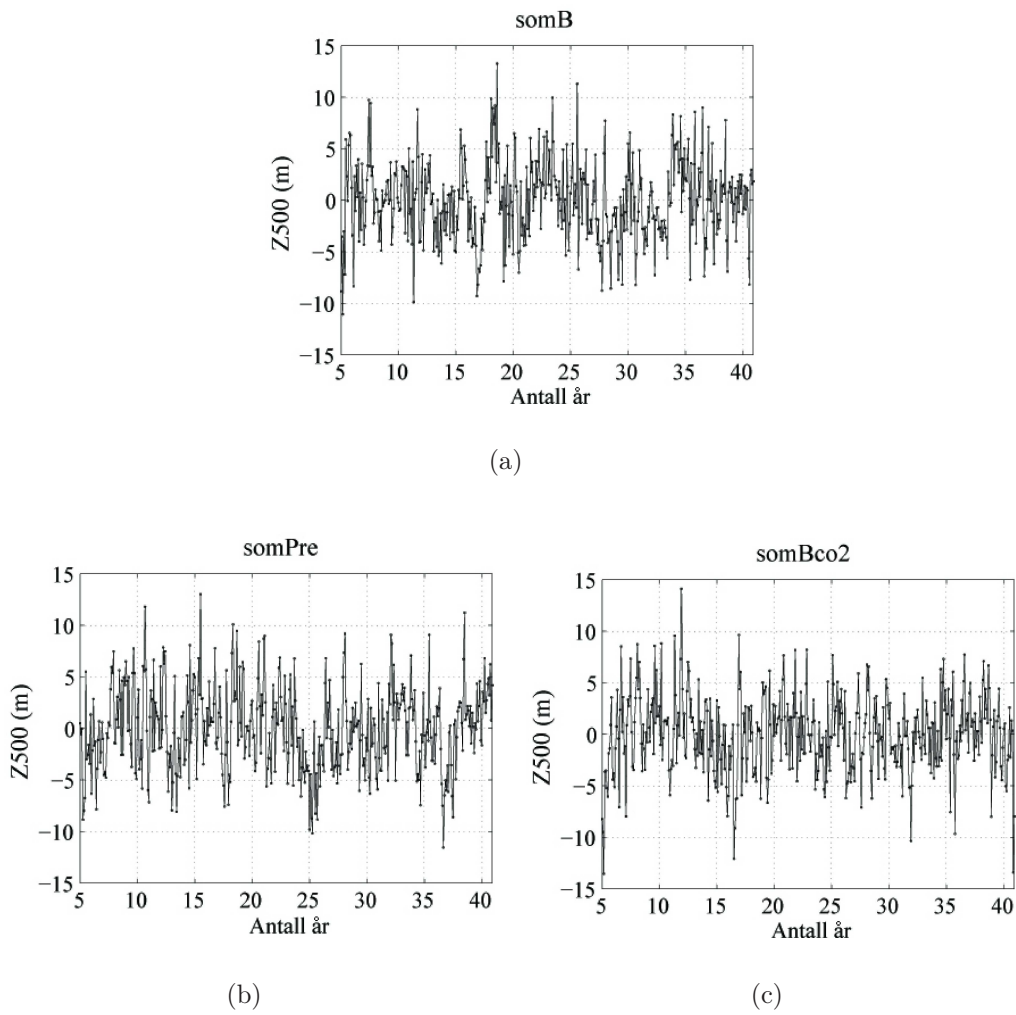
Tabell 4.2: Romlige korrelasjoner mellom de tre første eof'ene fra anomalier som har blitt midlet ved å fjerne lineær trend og de tre første eof'ene fra anomalier som har blitt midlet ved å fjerne et 5 års glidende sentrert middel, for simuleringene somB, somPre, somBco2 og det sammenslåtte datasettet somKomb. I somB* har de to første eof'ene til de lineært detrendede anomaliene byttet plass slik at EOF1 sammenliknes med EOF2 til somPre og somBco2 og omvendt.



Figur 4.1: 12 måneders sentrert glidende middel (prikkete rosa linje) for Z500 fra modellsimulering; somB ((a) og (b)), somPre ((c) og (d)) og somBco2 ((e) og (f)). Heltrukken svart linje viser 5 års sentrert glidende middel ((a), (c) og (e)) og lineær trend ((b), (d) og (f)).



Figur 4.2: Gjennomsnittelig sesongvariasjon i Z500 (globalt midlet) for somB, somPre og somBco2.



Figur 4.3: Tidsserier for (globalt midlede) anomalier i Z500 fra modellsimulering; (a) somB (b) somPre og (c) somBco2.

For å se om valg av type midling vil påvirke analysen har eof-analyse blitt foretatt både på anomalier hvor lineær trend har blitt fjernet og på anomalier hvor 5 års glidende middel har blitt fjernet. Tabell 4.2 viser romlige korrelasjoner for de tre første eof'ene mellom anomalier der lineær trend har blitt fjernet og med anomalier der 5 år glidende middel har blitt fjernet. Verken somPre og somBco2 er sensitive til valg av midling. SomB, derimot, har en lavere korrelasjonsfaktor for de to første eof'ene. Dette skyldes at de romlige mønstrene til de to første eof'ene har byttet plass i forhold til hverandre siden egenverdiene ligger nærmere hverandre. Sammenliknes EOF1 til somB med EOF2 til somPre og omvendt øker korrelasjonen betraktelig. Valg av midling har ingen betydning for det sammenslåtte datasettet somKomb. At de romlige mønstrene til somB beholder sin form når eof'ene bytter plass, viser at mønstrene er robuste.

Datasett	Lineær trend		5 års middel	
	EOF1	EOF2	EOF1	EOF2
somB - somPre	[0.07]	[0.02]	0.71	0.44
somB* - somPre	0.91	0.79	[0.53]	[0.40]
somB - somBco2	[0.13]	[0.11]	0.88	0.80
somB* - somBco2	0.93	0.88	[0.25]	[0.18]
somPre - somBco2	0.91	0.87	0.85	0.75

Tabell 4.3: Romlige korrelasjoner mellom de to første eof'ene til de ulike datasettene. Vist er både romlige korrelasjoner til eof'er fra anomalier som har blitt midlet ved å fjerne lineær trend og fra anomalier som har blitt midlet ved å fjerne et 5 års sentrert glidende middel. I somB* har de to første eof'ene til de lineært detrendede anomaliene byttet plass slik at EOF1 sammenliknes med EOF2 til somPre og somBco2 og omvendt.

Tabell 4.3 viser romlige korrelasjoner til eof'ene mellom de ulike datasettene, både for eof'er med anomalier beregnet ved lineær trend og for eof'er med anomalier beregnet ved 5 års glidende middel. Det er noe høyere korrelasjon mellom de tre ulike datasettenes eof'er når en lineær trend har blitt fjernet framfor et 5 års glidende middel, men sammenlagt viser resultatene at valg av midling ikke vil ha mye å si for analysen.

4.2 EOF-analyse

somB

Figur 4.4 viser de seks første eof'ene assosiert med de seks ledende prinsipalkomponentene for somB. Siden egenverdiene til de to første eof'ene til somB er nesten like, har modene byttet plass i forhold til hverandre. Den første eof'en til somB likner den andre eof'en til de observerte dataene vist i figur 3.3(b). Sirkulasjonssenterene over Stillehavet og Eurasia er forskyvet mot nordvest i forhold til de observerte dataene. I Atlanterhavet viser eof'en til somB en svak signatur av NAO-mønsteret. På hemisfærisk skala bærer mønsteret enkelte likheter med COWL-mønsteret. Den andre eof'en til somB likner på den første eof'en til NCEP, men sirkulasjonssenteret over sørspissen av Grønland har blitt forskjøvet inn over Canada. Sirkulasjonssenteret danner sammen med de to sentrene med motsatt fortegn over Stillehavet og Øst-USA et bølgetog som likner på PNA-mønsteret vist i figur 2.3(b).

somPre

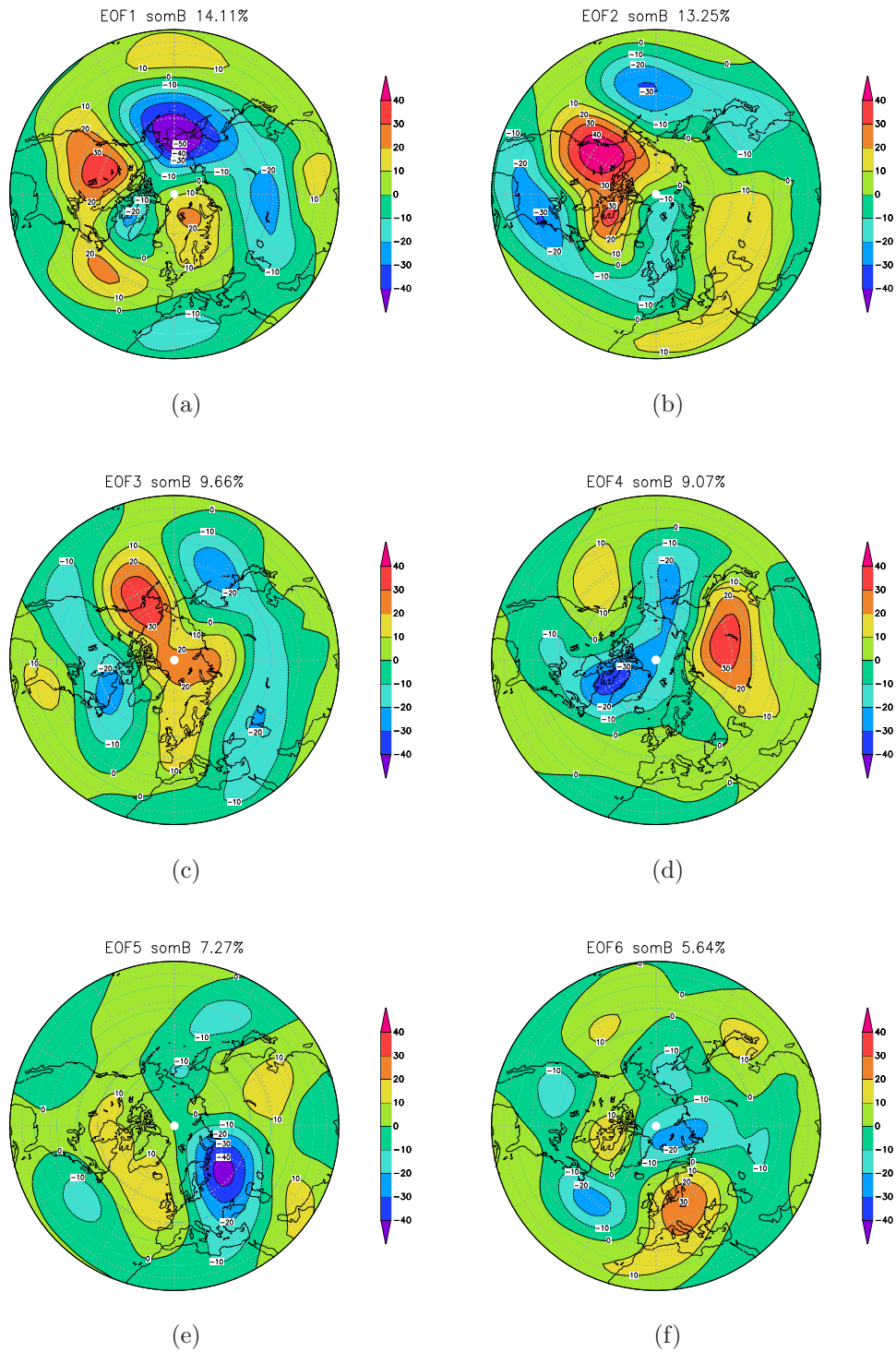
Eof'ene fra somPre er vist i figur 4.5. De to første eof'ene forklarer til sammen 33.4% av variansen. I EOF1 er PNA-mønsteret synlig over Nord-Amerika med utvidelse over Eurasia. EOF2 har et senter over de nordlige delene av Stillehavet. Sirkulasjonssentrene som ligger over Atlanterhavet/Europa danner et bølgetog som likner Skandinavia-mønsteret. Det er ingen signatur fra NAO-mønsteret over Atlanterhavet i EOF2. I EOF3, derimot, framtrer det et svakt dipolmønster i Atlanterhavet og over Grønland.

somBco2

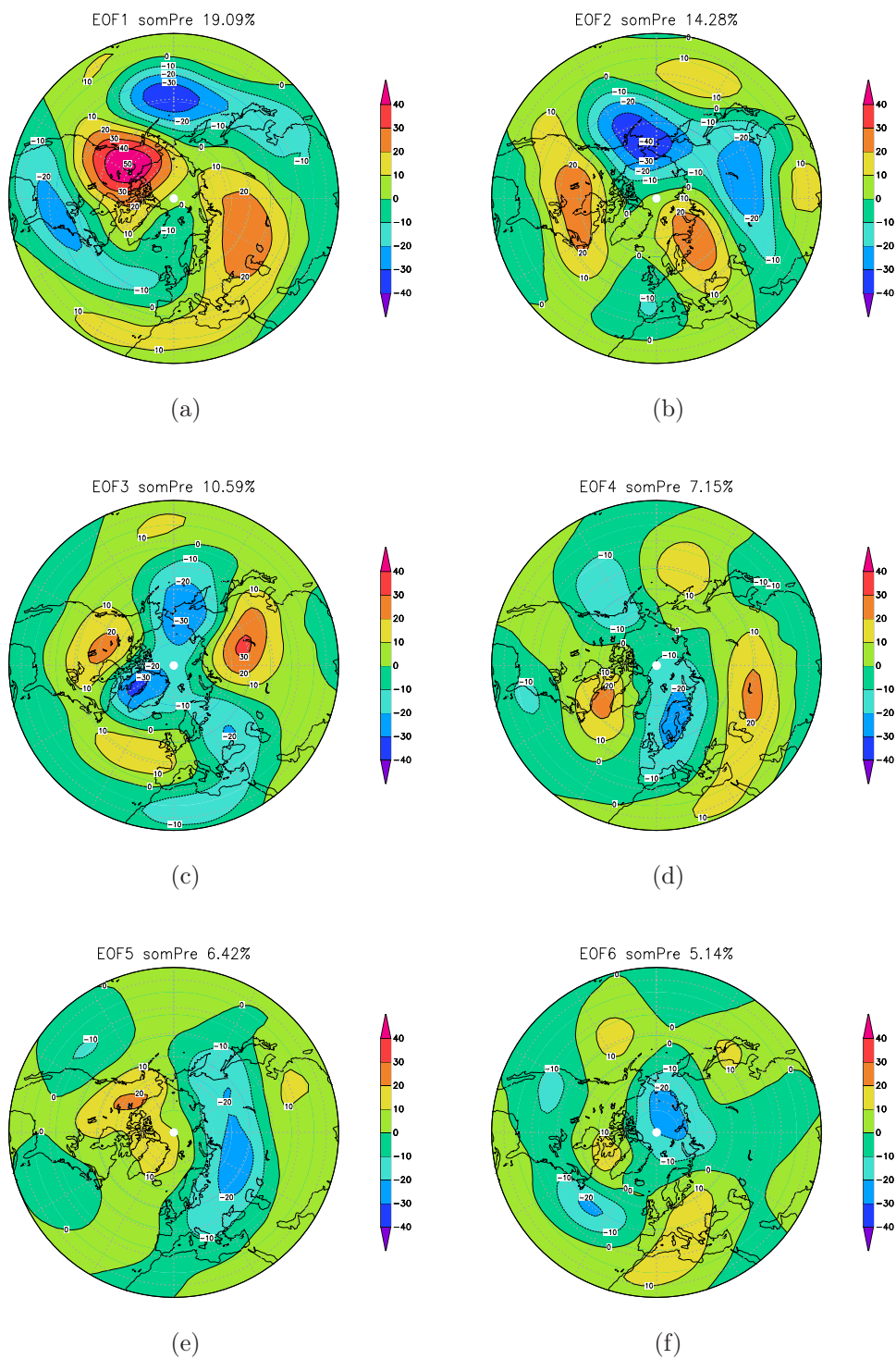
Figur 4.6 viser de seks første eof'ene til somBco2. De to første eof'ene forklarer til sammen 31.5% av variansen. EOF1 viser i likhet med somB og somPre PNA-mønsteret over Nord-Amerika og et sterkt signal i øst som ikke er tilstede i EOF1 fra de observerte dataene. EOF2 i somBco2 har to dominante sirkulasjonssentre over Stillehavet og Nord-Amerika. En svak signatur av NAO kan ses sør i Atlanterhavet, men ikke så sterkt som i somB, og variabiliteten over Grønland er svekket. EOF3 har et dominant senter over Asia og et over Grønland.

somKomb

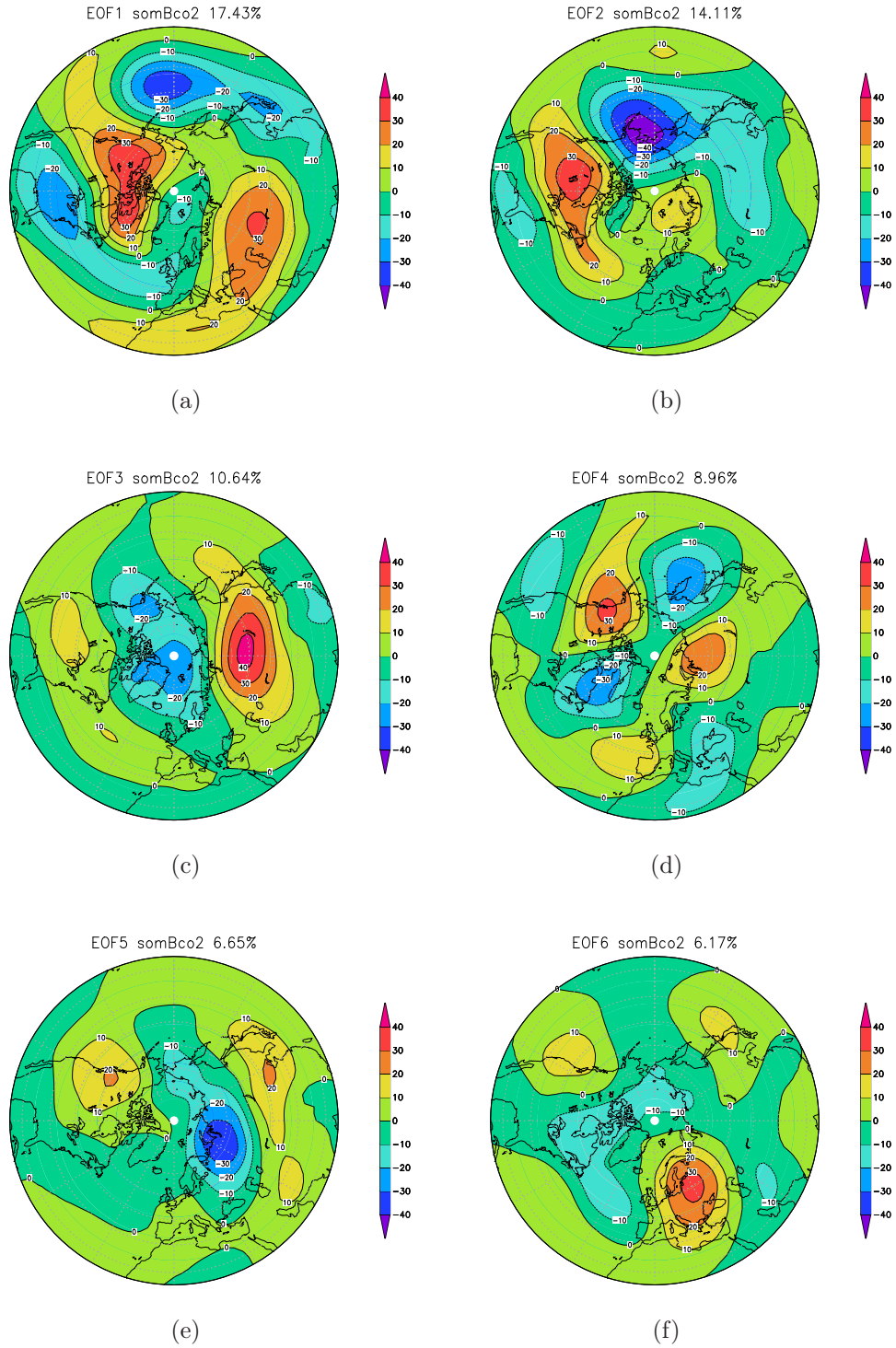
De seks første EOF'ene assosiert med de ledende prinsipalkomponentene til de sammenslåtte anomaliene (somKomb) er vist i figur 4.7. De to første eof'ene forklarer til sammen 30.1 % av total varians. EOF1 fra somKomb likner på EOF1 fra de observerte dataene. Bølgetoget over Stillehavet og Nord-Amerika utgjør PNA-mønsteret. Liknende romlige mønstre finnes også



Figur 4.4: Modellsimulering somB: geografisk fordeling av månedsmidlede høydeanomalier fra 500 hPa på nordlig halvkule (20°-90° N) vintersesong (des-mar) assosiert med de seks første eof'ene. Hver eof er skalert med kvadratroten til dens egenverdi. Konturintervall er 10 m.



Figur 4.5: Som i figur 4.4, men for modellsimulering somPre.



Figur 4.6: Som i figur 4.4, men for modellsimulering somBco2.

i den andre eof'en til Wallace og Gutzler (1981) og den første eof'en til Kimoto og Ghil (1993). EOF2 viser Skandinavia-mønsteret og en svak signatur av NAO i Atlanterhavet. EOF3 viser en sterkere signatur av NAO i Atlanterhavet, i tillegg til et sirkulasjonssenter i Øst-Asia. EOF3 beskriver 9.45 % av variansen.

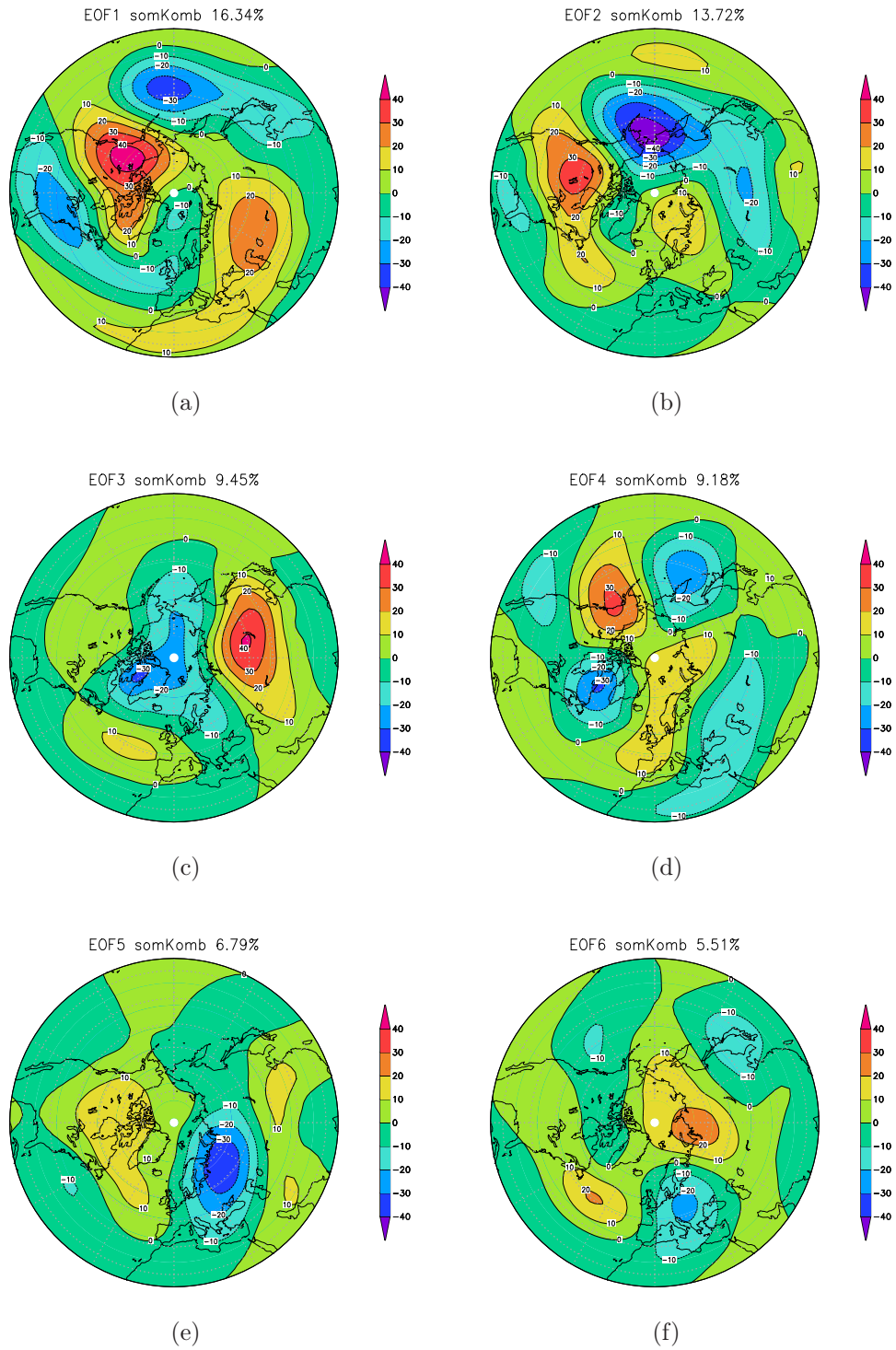
Figur 4.8 viser prosentvis varians assosiert med de 35 første eof'ene til somKomb. Det er et større intervall mellom forklart varians til EOF2 og EOF3 og også mellom EOF4 og EOF5. Mesteparten av variansen ligger i de første 8 eof'ene. Som tilfellet er for egenfunksjoner i de fleste dynamiske systemer, vil den romlige skalaen til eof-mønstrene reduseres og inneholde mer små-skala variabilitet for høyere moder.

Tabell 4.4 viser romlige korrelasjoner mellom de tre første eof'ene til de tre modellsimuleringene og somKomb. I somB* har de to første eof'ene byttet plass slik at EOF1 sammenliknes med EOF2 fra de andre datasettene og omvendt. Det er høy romlig korrelasjon for de to første eof'ene mellom alle de tre modellsimuleringene og da særlig for EOF1. For EOF3 har somPre og somB sine mønstre lave romlig korrelasjon. Det er også store likheter mellom de to første eof'ene til de 3 modellsimuleringene og de to første eof'ene til somKomb. EOF3 til somB skiller seg ut og har en lav korrelasjon med EOF3 til somKomb.

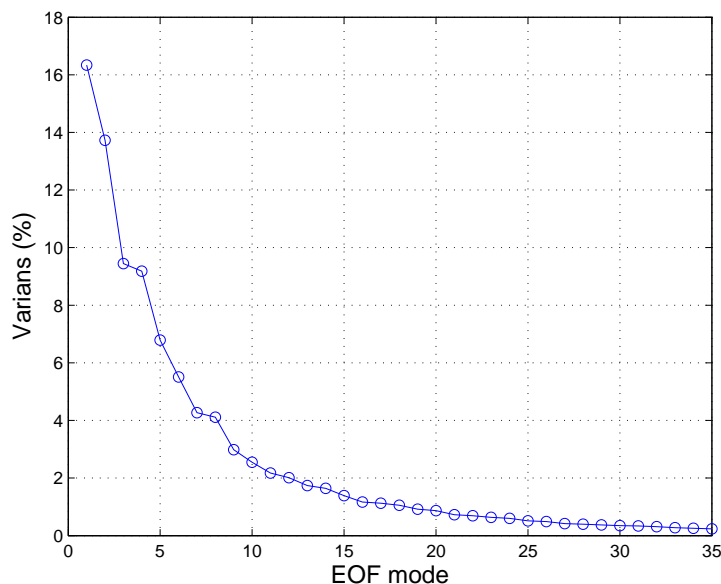
Datasett		EOF1	EOF2	EOF3
somB*	- somPre	0.91	0.79	0.11
somB*	- somBco2	0.93	0.88	0.60
somPre	- somBco2	0.91	0.87	0.58
somKomb	- somB*	0.97	0.96	0.34
somKomb	- somPre	0.97	0.90	0.85
somKomb	- somBco2	0.97	0.97	0.86

Tabell 4.4: Romlige korrelasjoner mellom de tre første eof'ene til hvert sett av modelldata. De to første eof'ene til somB* har byttet i forhold til hverandre slik at EOF1 til somB sammenliknes med EOF2 til somPre og somBco2 og omvendt.

For å kontrollere at det ikke er rester igjen av pådrivet i datasettene, har eof-analyse også blitt foretatt på 3 nye datasett hvor hvert nye datasett inneholder 1/3 av hver simulering. Det er høy romlig korrelasjon mellom eof'ene



Figur 4.7: Som i figur 4.4, men for modellsimulering somKomb.



Figur 4.8: Andel varians (gitt i prosent) assosiert med de 35 første eof'ene til somKomb.

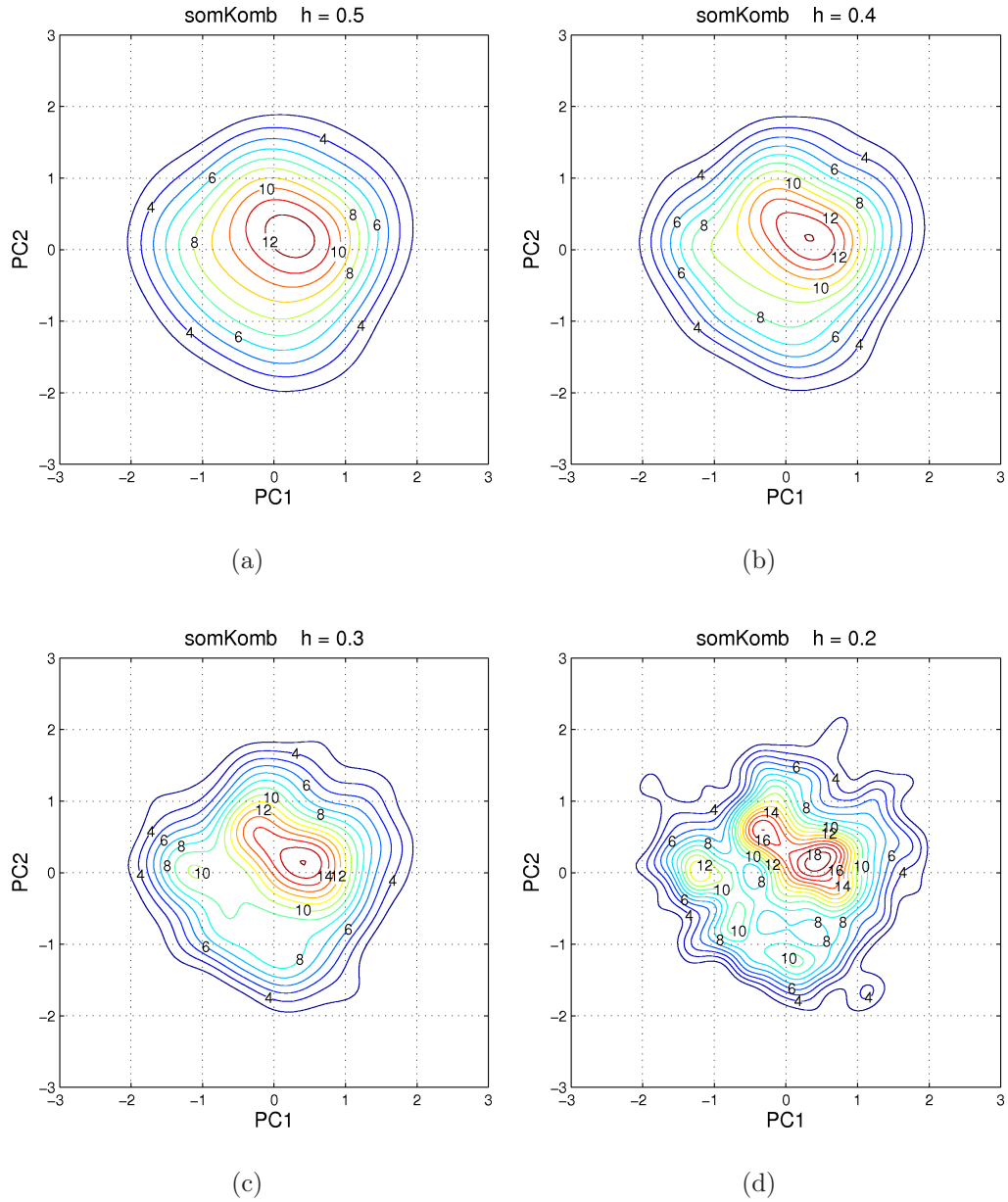
til de nye datasettene (ikke vist). De tre modellsimuleringene er altså *a priori* likeverdige estimater på dynamikken i systemet.

Tabell 4.5 viser romlige korrelasjoner mellom modelldataene og de observerte dataene. Høyest korrelasjon med NCEP-eof'ene har eof'ene i somB, når EOF1 sammenliknes med EOF2 fra NCEP og omvendt. Lavest korrelasjon med NCEP-eof'ene har eof'ene i somPre, men det skiller ikke mye mellom hvert datasett. Generelt har EOF1 mellom datasettene høyere korrelasjon enn EOF2.

4.3 Kjernemetoden

I denne delen vil resultater fra kjernemetoden anvendt på modelldataene presenteres. De to første eof'ene til somKomb har blitt brukt til å utspenne et felles faserom for somB, somPre og somBco2 der pdf'ene til prinsipalkomponentene hver modellsimulering har blitt plottet. Det er viktig å være klar over at de to første eof'ene som utspenner faserommet kun forklarer ca 1/3 av total varians.

Figur 4.9 viser pdf'en til somKomb for 4 ulike verdier av kjernevidden, h . Det vises tydelig at antall lokale maksima i pdf'en er en minkende funksjon av h . Videre vil $h = 0.3$ bli brukt, slik som også er gjort i Molteni m.fl. (2006).



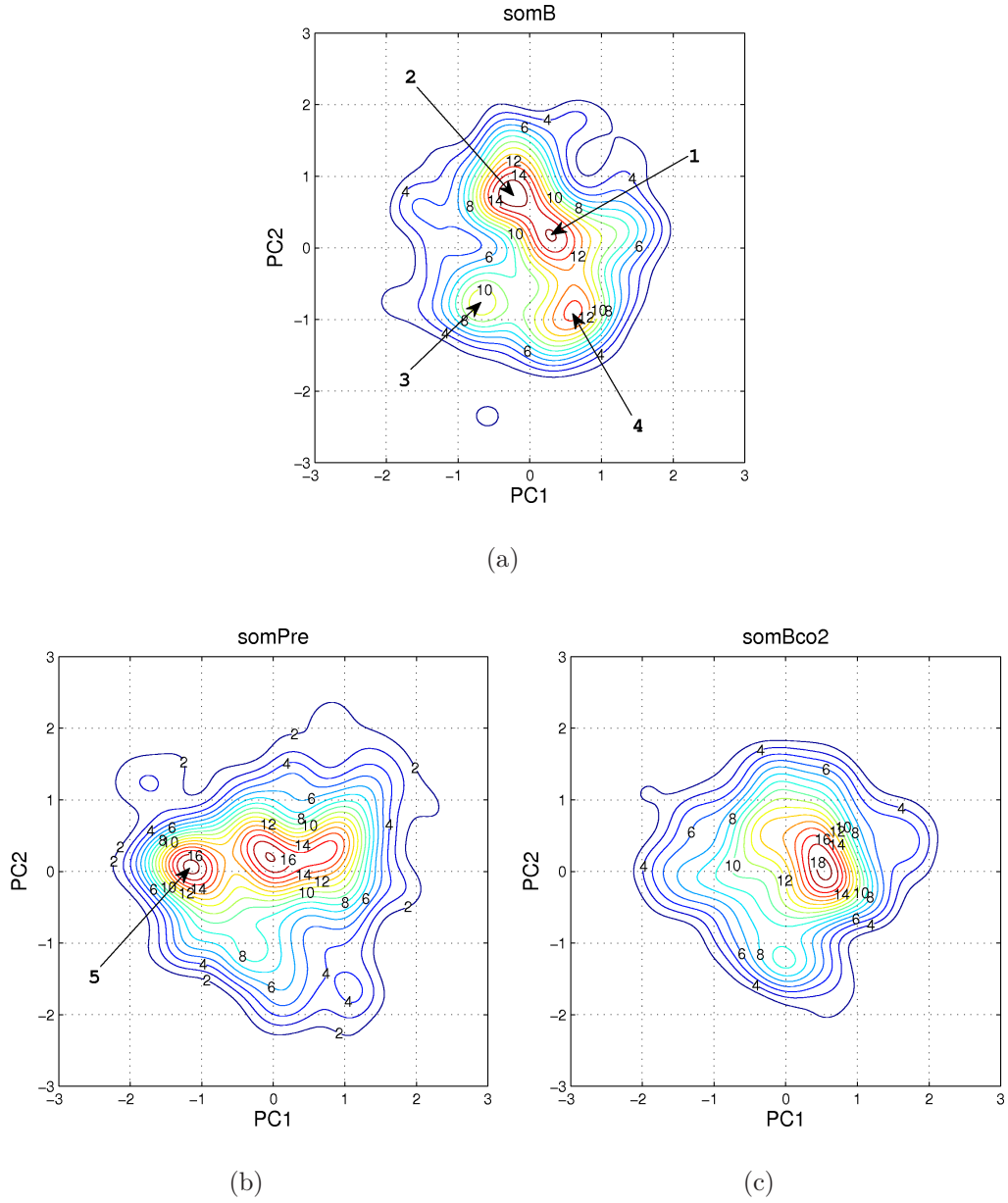
Figur 4.9: Pdf'ene til projeksjonskoeffisientene av månedsmidlede høydeanomalier fra 500 hPa på nordlig halvkule (20° - 90° N) vintersesong (des-mar) i faserom utspent av de to første eof'ene til somKomb beregnet med ulike verdier for kjernevidden h . (a) $h = 0.5$, (b) $h = 0.4$, (c) $h = 0.3$ og (d) $h = 0.2$.

Datasett	NCEP	
	EOF1	EOF2
somB*	0.69	0.41
somPre	0.60	0.21
somBco2	0.66	0.41
somKomb	0.66	0.41

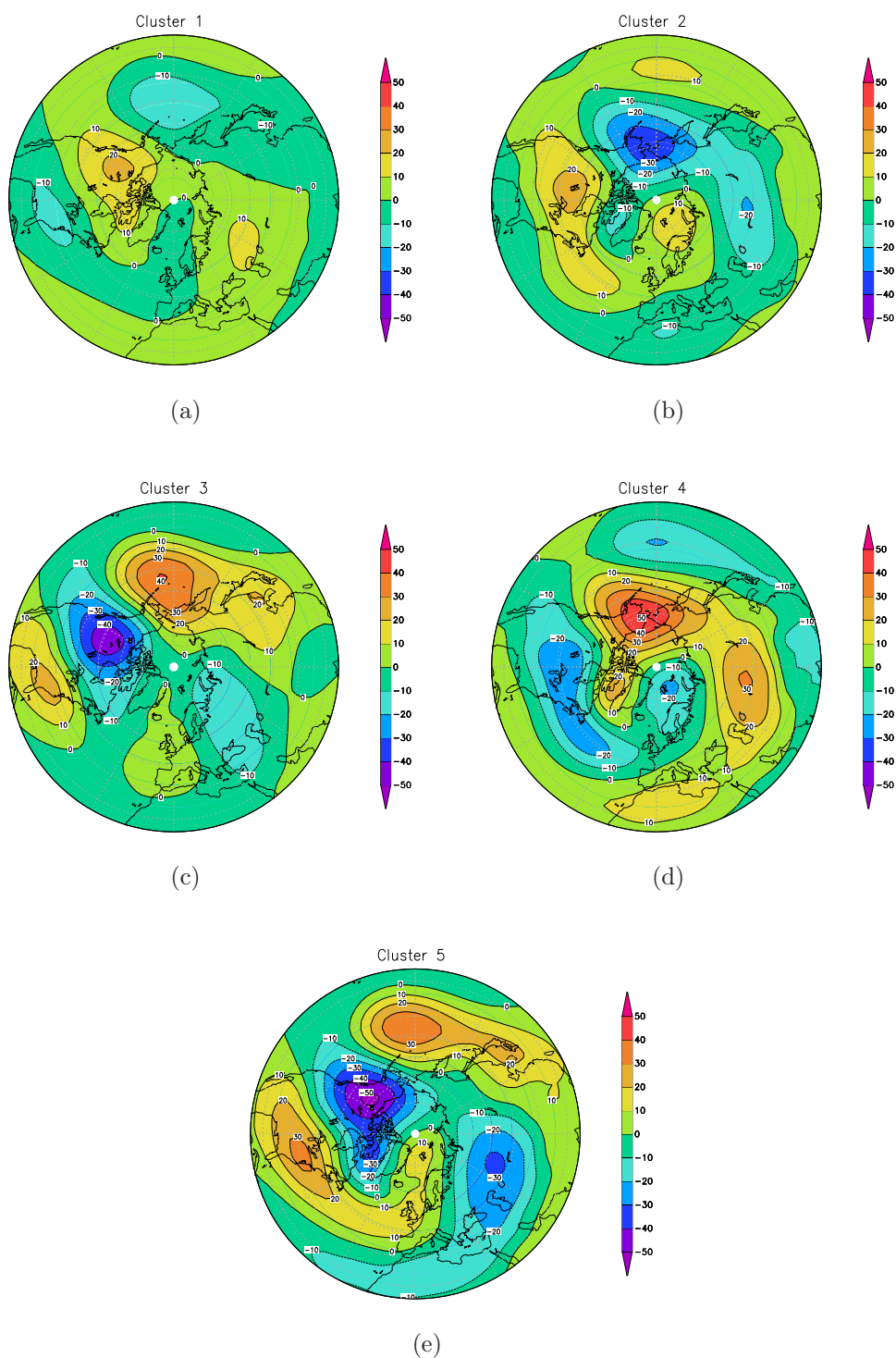
Tabell 4.5: Romlige korrelasjoner mellom de to første eof'ene til NCEP-dataene og til modelldataene. I somB* har EOF1 og EOF2 byttet plass, slik at EOF1 sammenliknes med EOF2 fra NCEP og omvendt.

Figur 4.10 viser pdf'ene til somB, somPre og somBco2 for $h = 0.3$. Siden somKomb består av tre ganger så mange punkter (tilstander) som modell-simuleringene er pdf'en til somKomb glattere enn pdf'ene til hver modellsimulering. Clustere har blitt merket av med piler og tall. Det er til sammen 5 ulike clustere. SomB har 4 clustere hvorav cluster 1 går igjen i somPre og somBco2. SomPre har i tillegg et cluster som ikke går igjen i de andre simuleringene. Pdf'en til somBco2 har en tilnærmet multinormal fordeling, med et cluster nær origo som utgjør klimamiddelet. Hvis disse clusterene skal tolkes som regimer som vil, ved å følge et ulineært perspektiv på klima (Palmer, 1999), endre frekvens ved en perturbasjon i ytre pådriv, kan man si at ved å doble CO₂-innholdet i atmosfæren vil frekvensen av cluster 1 øke. Cluster 2 og 3 vil forsvinne, men det er klare antydninger til cluster 4 og et nytt cluster 5, selv om de ikke utgjør tydelige lokale maksima i pdf'en. Cluster 1 vil til en viss grad endre posisjon. På den annen side, hvis aerosolutslippene i atmosfæren endres til preindustrielle, vil ett nytt cluster dukke opp, cluster 5. Cluster 2 og til dels cluster 3 vil forsvinne, men det er antydninger til cluster 4. Cluster 1 vil fortsatt være til stede i en litt endret posisjon i faserommet.

De geografiske mønstrene assosiert med clusterene i figur 4.10 er vist i figur 4.11. Det er vanskelig å lokalisere maksimumspunktet til cluster 1 nøyaktig, siden maksimumspunktet varierer litt mellom pdf'ene. Maksimumspunktet i somB har blitt plottet for cluster 1, men det har uansett ikke stor betydning for det geografiske mønsteret hvilket maksimumspunkt som plottes. Clusteret ligger nærme origo og utgjør klimamiddelet, men har en svak signatur av PNA. PNA vises tydelig i cluster 3. Cluster 5 bærer signatur av PNA, men er forskjøvet i forhold til cluster 3. Sammen med cluster 5 har cluster 2 og 4 en AO-struktur med signaler fra Skandinavia-mønsteret. Clusterene projiserer også ned på COWL-mønsteret med en svak signatur av NAO i Atlanterhavet.



Figur 4.10: Pdf'ene til projeksjonskoeffisientene av månedsmidlede høydeanomalier fra 500 hPa på nordlig halvkule (20° - 90° N) vintersesong (des-mar) i faserom utspent av de to første eof'ene til somKomb for (a) somB, (b) somPre og (c) somBco2. Kjernemetoden har blitt brukt til å estimere pdf'ene med $h = 0.3$. Clustere i pdf'ene er merket av med tall.



Figur 4.11: Geografisk mønster for de 5 clusterene avmerket med tall i figur 4.10. Konturintervall er 10 m.

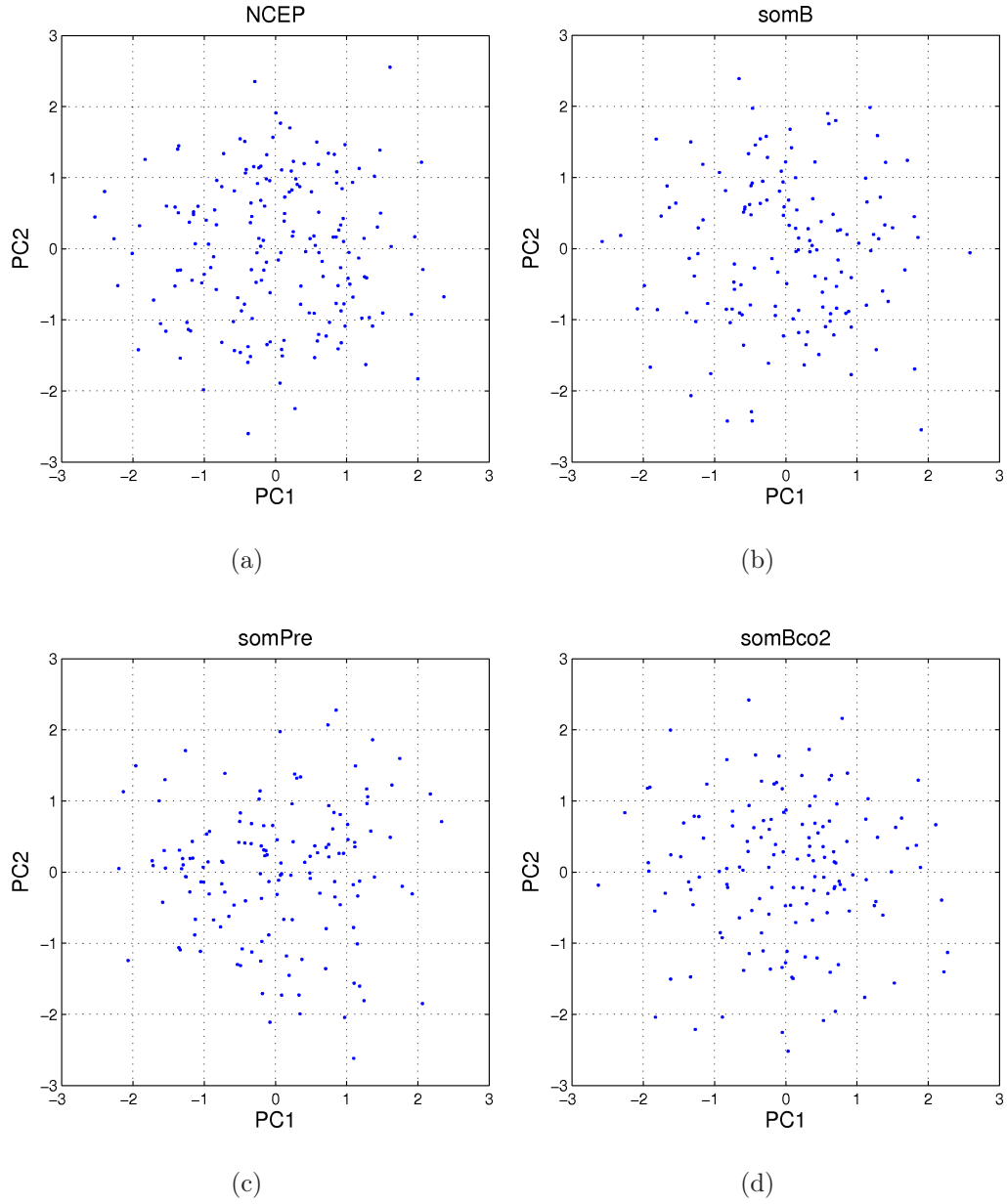
Det kan være interessant å vise et scatterplott av prinsipalkomponentene til høydeanomalierne for å vise prinsipalkomponentene uten at kjernemetoden har blitt anvendt på dataene. Figur 4.12 viser prinsipalkomponentene assosiert med de to første eof'ene til NCEP-dataene og modelldataene. De 3 clusterene var lette å oppdage i figur 3.6, men det er vanskeligere å finne opphopninger av punkter i scatterplottet for NCEP-dataene. Det er også påfallende vanskelig å skille ut distinkte cluster i modelldataene sammenliknet med clusterene i figur 4.10.

4.4 Rotasjon av eof'er

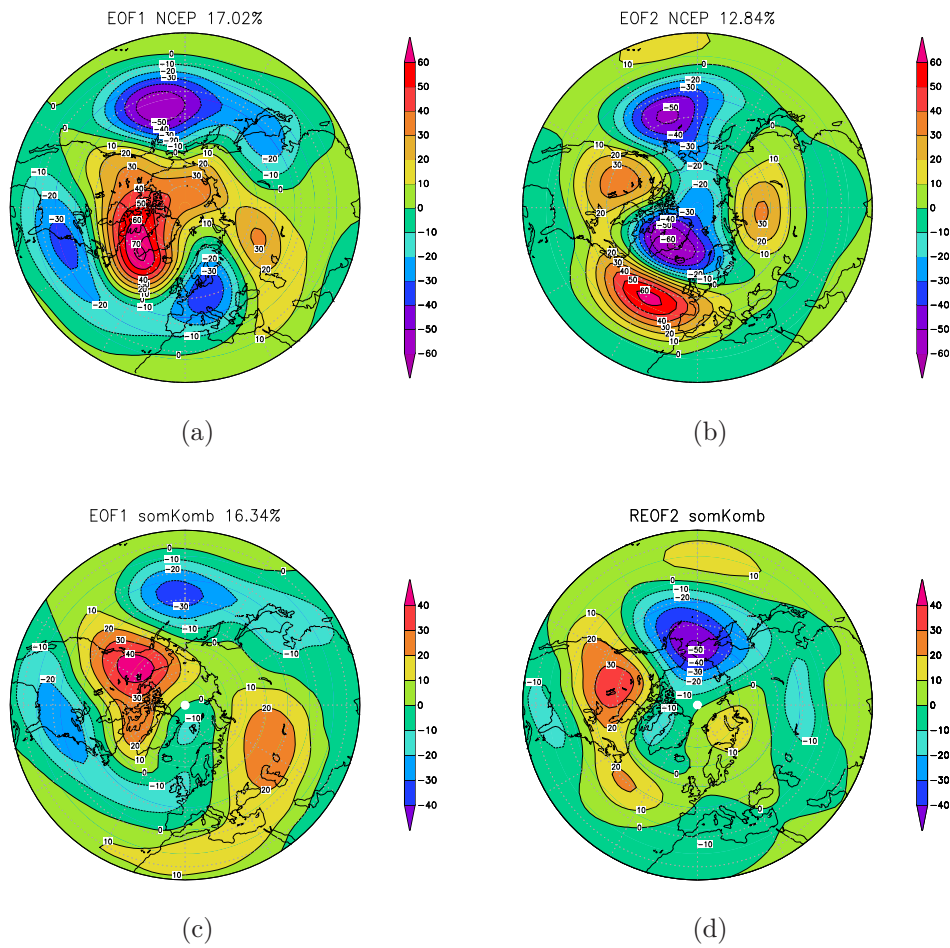
Verken EOF1 eller EOF2 til somKomb viser en tilstrekkelig signatur av COWL eller av NAO-mønsteret i Atlanterhavet. I EOF3 er det en svak signatur av NAO. Det kan være interessant å se hvorvidt prinsipalkomponentene til somKomb vil projisere ned på et faserom utspent av EOF1 og COWL-vektoren funnet i NCEP-dataene, for å se om CAM-Oslo klarer å produsere COWL eller NAO. COWL-vektoren har blitt projisert ned på EOF2-EOF3-planet og den roterte EOF2 (REOF2) er vist i figur 4.13(d), sammen med EOF1 fra somKomb som skal brukes til å spenne ut et nytt faserom. Eof'ene fra NCEP er vist for sammenlikning. COWL-vektoren projiserer ned i EOF1-EOF2-planet til somKomb med en lengde på 0.2. så COWL-mønsteret korrelerer ikke godt med EOF1 og EOF2 til somKomb. Den projiserte COWL-vektoren danner en vinkel på 77° med EOF1 til somKomb. REOF2 viser mest variasjon i Stillehavet, men har en noe sterkere signatur av NAO over Atlanterhavet sammenliknet med EOF2. Romlig korrelasjon mellom REOF2 og EOF2 til NCEP er 0.54 og mellom EOF1 til somKomb og EOF1 til NCEP er 0.66.

Figur 4.14 viser pdf'ene til de nye prinsipalkomponentene til somB, somPre og somBco2 i faserommet utspent av EOF1 og REOF2 til somKomb. Siden EOF2 og REOF2 til somKomb er veldig like, er det ikke overraskende at pdf'ene fra det uroterte og det roterte faserommet likner på hverandre. Inhomogeniteten i cluster 1 i somPre har skilt seg ut som et eget cluster (cluster 6). Hvis disse clusterene skal tolkes som regimer, og som ved Palmers ulineære perspektiv på klima vil endre frekvens ved endring av ytre pådriv, kan man på tilsvarende måte som for det uroterte faserommet si at frekvensen til cluster 1 vil øke ved en dobling av CO_2 i atmosfæren. Samtidig vil cluster 2 og 3 forsvinne, men det er fortsatt antydninger til cluster 4 og et nytt cluster 5. Cluster 1 vil i tillegg flytte litt på seg, så det er vanskelig å avgjøre om clusteret skal karakteriseres som cluster 1 eller cluster 6. Ved en endring av ytre pådriv til preindustrielle utslipp av aerosoler vil 2 nye cluster dukke opp, cluster 5 og 6. Cluster 1 flytter litt på seg, men endrer ikke frekvens. Det er fortsatt antydninger til cluster 4, men cluster 2 og 3 forsvinner.

De geografiske mønstrene til clusterene i det roterte faserommet er vist i figur 4.15. Cluster 3, og til dels cluster 6, projiserer ned på PNA-mønsteret.

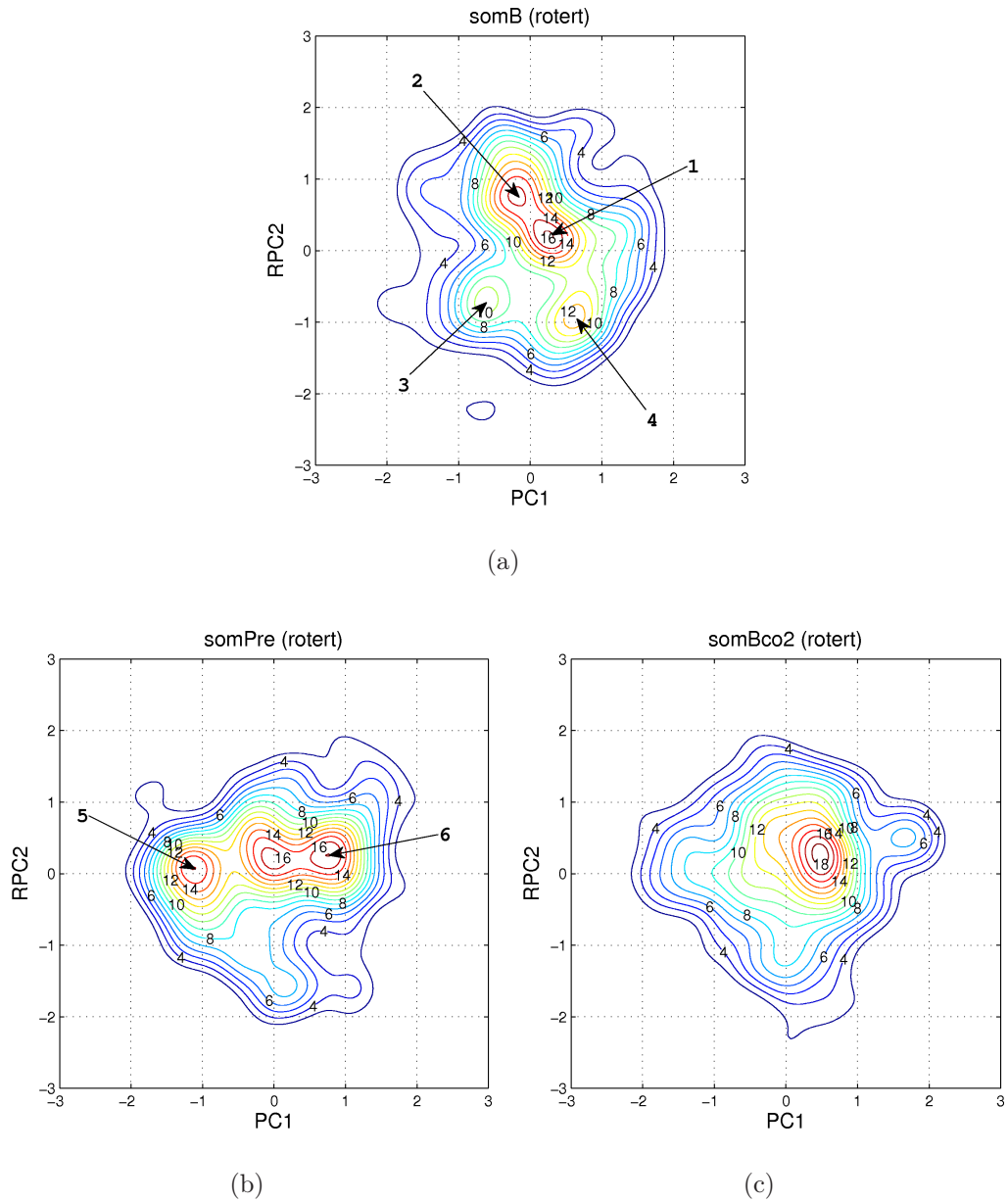


Figur 4.12: Scatterplott av projeksjonskoeffisientene av månedsmidlede høydeanomalier fra 500 hPa på nordlig halvkule (20° - 90° N) vintersesong (des-mar) for (a) NCEP-data (b) somB, (c) somPre og (d) somBco2. Antall eof'er er 176 for NCEP-dataene og 144 for hver modellsimulering.

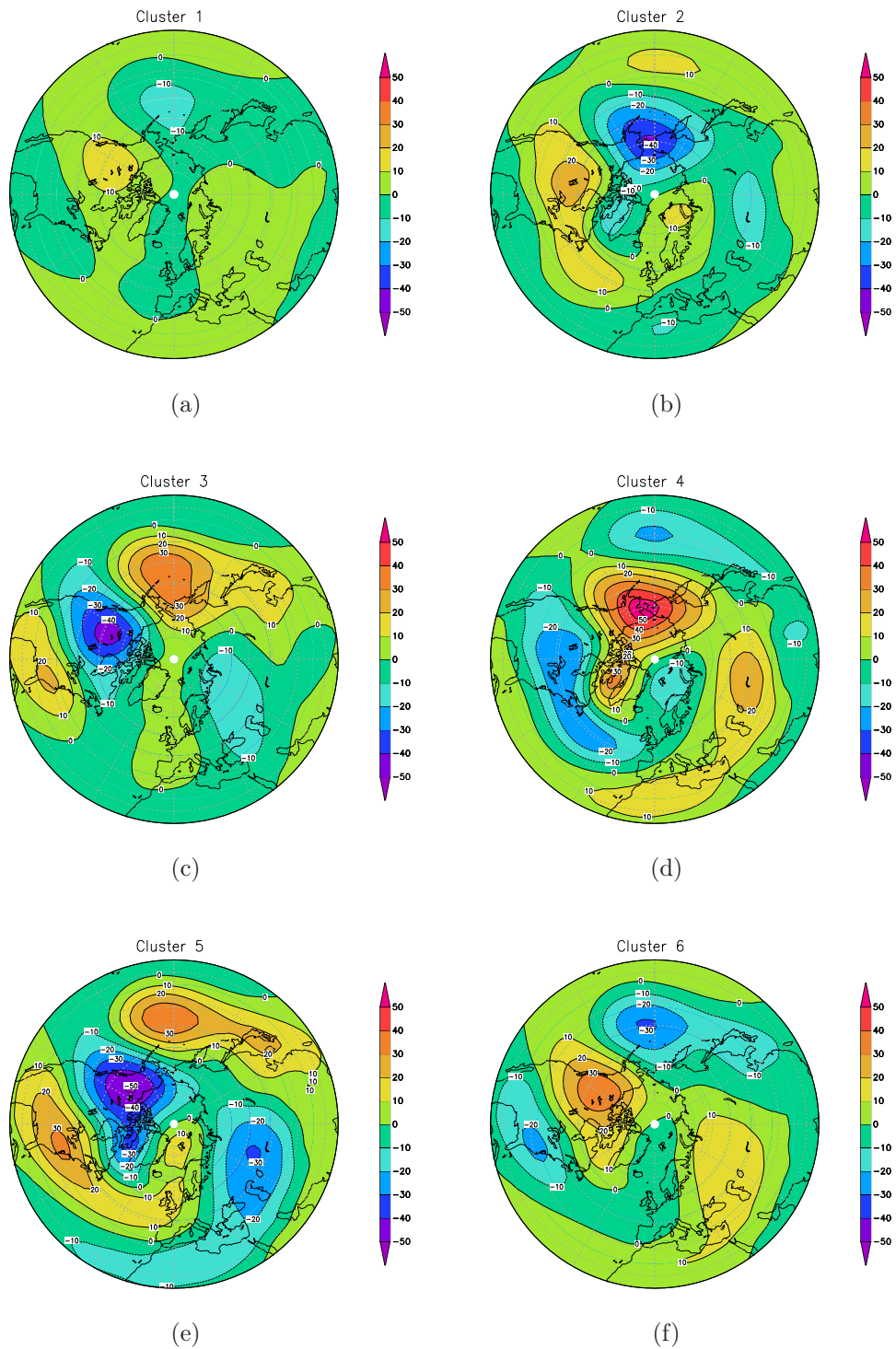


Figur 4.13: Observert og simulert ledende eof'er i 500 hPa geopotensiell høyde. (a) EOF1 NCEP (b) EOF2 NCEP (c) EOF1 somKomb (d) REOF2 somKomb.

Cluster 5 har tydelig signatur av atlantisk aktivitet med innslag av Skandinaviemønsteret, på samme måte som cluster 2 og 4. Cluster 1 ligger nær origo i faserommet og utgjør klimamiddelet.



Figur 4.14: Pdf'ene til projeksjonskoeffisientene av månedsmidlede høydeanomalier fra 500 hPa på nordlig halvkule (20° - 90° N) vintersesong (des-mar) i faserom utspent av EOF1 og REOF2 til somKomb for (a) somB, (b) somPre og (c) somBco2. Kjernemetoden har blitt brukt til å estimere pdf'ene med $h = 0.3$. Clustere i pdf'ene er merket med tall.



Figur 4.15: Geografisk mønster for de 6 clusterene avmerket med tall i figur 4.14. Konturintervall er 10 m.

Kapittel 5

Diskusjon

Av de tre simuleringene så er det kontrollkjøringen, somB, som viser størst variabilitet i Atlanterhavet og det er også eof'ene til somB som likner mest på eof'ene til de observerte dataene. Simuleringen med preindustrielle aerosoler viser minst variabilitet i Atlanterhavet. En grunn til at CAM-Oslo viser liten variabilitet i Atlanterhavet kan være at modellen er koblet til en slab-ocean-forenklet havmodell. Denne havmodellen mangler havstrømmer og har heller ikke et aktivt dyphav. Synoptiske sykloner utgjør det meste av variabiliteten på midlere breddegrader og dannelsen og utviklingen av syklonene samt stormbanene påvirkes av havoverflatetemperaturer. Atmosfæren påvirker også havet, hovedsaklig gjennom vindstress og flukser i ferskvann. Simuleringer av variabilitet av stormbanene vil derfor kreve koblede atmosfære-hav-modeller (Raible og Blender, 2004). Slab-ocean-forenklete havmodeller simulerer ikke variabilitet assosiert med ENSO. Ulinearitet assosiert med koblinger mellom atmosfære-hav i tropisk Stillehav og påvirkningen som ENSO har på globale temperaturer indikerer betydningen av at modeller klarer å estimere omfanget av et ytre pådriv på pdf'en assosiert med ENSO (Palmer, 1999). Det er essensielt for en klimamodell å klare å simulere variabiliteten i havoverflatetemperaturer i det tropiske Stillehavet, siden dette er områder som ser ut til å være et sensitivt område til endringer i frekvensen til COWL-mønsteret (Palmer, 1999). Raible og Blender (2004) tester hvilken innflytelse ulike havmodeller har på variabiliteten av stormbanene på midlere breddegrader. Simuleringene av stormbanene avviker noe for den slab-ocean-forenklete modellen med klimatologiske havoverflatetemperaturer sammenliknet med den fullt koblede havmodellen, spesielt i Stillehavet, og kan delvis spores til manglende ENSO-variabilitet. Rodwell m.fl. (1999) demonstrerer at anomalier i havoverflatetemperaturer i Nord-Atlanteren kan føre til lokale forandringer i variabler som frembringer NAO.

Det er ikke overraskende at PNA-mønsteret dukker opp i det geografiske mønsteret til clusterene, siden både EOF1 og EOF2 til somKomb inneholder PNA. Det er ikke nødvendigvis slik at det kun er de romlige mønstrene til eof'ene som utgjør strømningsregimene, men i dette tilfellet ligger mange av clusterene på aksene til enten EOF1 eller EOF2. Et eksempel på det

motsatte er AO-regimet fra NCEP-dataene (figur 3.7(b)), som er en lineær kombinasjon av både EOF1 og EOF2 og som skiller seg en del fra de romlige mønstrene til eof'ene.

2 elementer i Palmers ulineære perspektiv på klima (Palmer, 1993, 1999) vil diskuteres; (i) klimaets respons på et lite ytre pådriv, f , vil først og fremst merkes gjennom en endret hyppighet av eksistensen av strømningsregimer og (ii) den geografiske strukturen til strømningsregimene vil påvirkes lite av f . Det er vanskelig å verifisere disse to aspektene med modelldataene. Clusterene i pdf'en flytter på seg (og endrer geografisk mønster) ved en endring av ytre pådriv. Molteni m.fl. (2006) ga et mer kompleks bilde av klimaets respons på et ytre pådriv; hypotesen om frekvens-endring ville kun inntreffe ved relativt små variasjoner i det ytre pådrivet (f. eks pådriv relatert til endringer av konsentrasjoner av drivhusgasser og aerosoler i det 20. århundre). Kraftige ENSO-hendelser på den annen side, kunne lede systemet gjennom bifurkasjonspunkt slik at regimene ville endre geografisk plassering. Det finnes nemlig en grense for hvor stor f kan være i Lorenz-modellen før attraktoren ikke lenger utgjør en rar attraktor. Når f overgår denne grensen vil regimene starte å tiltrekke hverandre. Molteni m.fl. (2006) mente at det kun er pådriv assosiert ENSO som er store nok til å påvirke det geografiske mønsteret til regimene. I det følgende vil det argumenteres for at også pådriv fra endringer i innholdet av drivhusgasser og aerosoler kan være store nok til å lede systemet gjennom bifurkasjonspunkt og endre regimenenes geografiske mønstre. Både en dobling av CO₂ i atmosfæren og en reduksjon av aerosoler til preindustrielt nivå vil ha en oppvarmende effekt på atmosfæren. Økte temperaturer fører til at snø- og isdekket smelter og jorda får en lavere albedo. En lavere albedo fører til at mindre sollys reflekteres tilbake til atmosfæren, og dette vil igjen føre til at mer is og snø smelter. En slik positiv tilbakevirkning i prosesser til systemet vil til sammen ha en stor påvirkning på atmosfæren. På denne måten *kan* pådriv fra økt innhold av CO₂ og reduksjon av aerosolutslipp i atmosfæren være store nok til å endre de geografiske mønstrene til regimene.

Sammenliknet med somB har både somPre og sombco2 framkommet gjennom et positivt netto strålingspådriv på atmosfæren, somPre gjennom fjerning av antropogene aerosoler og somBco2 gjennom økt CO₂. Pdf'ene til somPre og somBco2 avviker betydelig fra pdf'en til somB. Cluster 5, som ikke eksisterer i somB, kommer fram som et regime i somPre og somBco2, selv om det ikke vises så tydelig som i somPre. Begge viser økt cluster 6. I tillegg viser begge at cluster 4 svekkes betydelig og at cluster 2 og 3 forsvinner. Disse likhetene i pdf'ene til somPre og somBco2 kan tolkes i retning av Palmers konsept om ulineær dynamikk.

Feedback/respons-hypotesen ved Boer og Yu (2003) omhandler hvordan klimaets respons til et pådriv først og fremst bestemmes av den geografiske fordelingen av lokale tilbakekoblinger i klimasystemet. At et nytt cluster (cluster 5) dukker opp i somPre og somBco2 kan tyde på tilbakekoblinger

i klimasystemet i tråd med Boer og Yu (2003).

Det er vanskelig å skille ut distinkte clusterene i scatterplottene i figur 4.12 og det er fristende å foreslå at clusterene i pdf'en kun skyldes tilfeldigheter, som også Stephenson m.fl. (2004) konkluderer med for dataene brukt i Corti m.fl. (1999). Ved bruk av kjernemetoden til å identifisere strømningsregimer, er det en stor ulempe at antall clusterene avhenger av hvor mye glatting som brukes i estimeringen av pdf'en. Den optimale verdien for kjernevidden ved estimering av pdf'er (med 2 variabler) med $n = 144$ som foreslått i Stephenson m.fl. (2004) og Silverman (1986) er $h_{opt} = 4^{5/6} n^{-1/6} = 1.37$. Ved bruk av den optimale kjernevidden vil pdf'ene til prinsipalkomponentene til modell-dataene ha en gaussisk fordeling.

Kapittel 6

Oppsummering og konklusjon

Denne oppgaven omhandler endringer av atmosfæriske strømningsregimer som følge av strålingspådriv fra antropogene aerosoler og CO₂ i den globale klimamodellen CAM-Oslo koblet til en slab-ocean-forenklet havmodell. Detrendede anomalier i 500 hPa geopotensiell høyde i vintersesongen (desmar) fra 3 simuleringer med 3 ulike ytre pådriv har blitt brukt i analysen; somPre med preindustrielle utslipp av aerosoler og dagens CO₂-nivå, somB, kontrollkjøringen, med dagens utslipp av aerosoler og CO₂-nivå og somBco2 med dagens utslipp av aerosoler og med en 63 % økning i CO₂. For å studere klimaets respons på strålingspådriv fra økt CO₂ og antropogene aerosoler har somB blitt sammenliknet med henholdsvis somBco2 og somPre. En eof-analyse har blitt anvendt på dataene for å definere et redusert faserom med ledende moder av variabilitet. Strømningsregimer har blitt definert som lokale maksima i pdf'en til prinsipalkomponentene assosiert med de to ledende eof'ene, generert med kjernemetoden (Silverman, 1986).

Clusterene i pdf'ene projiserer ned på PNA-mønsteret, Skandinavia-mønsteret og til dels AO-mønsteret, men viser kun en svak signatur av NAO og COWL pga liten variabilitet i Atlanterhavet. En rotasjon av EOF2 og EOF3 mot COWL-mønsteret gir kun små utslag i pdf'en i det roterte faserommet, siden COWL-mønsteret projiserer svakt ned på planet utspent av EOF2 og EOF3. En grunn til at modellen ikke simulerer NAO kan være at CAM-Oslo er koblet til en slab-ocean-forenklet havmodell.

Sammenliknet med observerte data, er det vanskelig å verifisere aspekter ved det ulineære perspektiv på klima (Palmer, 1999) i modelldataene. Clusterene i pdf'en endrer posisjon ved endring av ytre pådriv. Samlet sett avviker pdf'en til somPre og somBco2 betydelig fra pdf'en til somB, noe som kan tolkes i retning av Palmers ulineære dynamikk. At et nytt cluster dukker opp i pdf'en til somPre og somBco2, som ikke finnes i pdf'en til somB, kan tolkes mer i retning av tilbakekoblinger i klimasystemet (Boer og Yu, 2003).

Det har ikke blitt testet statistisk signifikans av clusterene funnet i pdf'ene til modellsimuleringene. Ved å studere scatterplott av prinsipalkomponentene i

faserommet er det fristende å forslå at clusterene kun skyldes tilfeldigheter.

Dataene som har blitt brukt i denne oppgaven har vært de ledende prinsipalkomponenter av månedsmidlet geopotensiell høyde på den nordlige halvkule. Det er mulig at denne midlingen har redusert eventuelle avvik fra ikke-normalitet i pdf'en, jamfør Molteni m.fl. (2006). For videre studier kan det være interessant å se på daglige eller ukentlige data fra et mindre område, f. eks Nord-Atlanteren. I tillegg kan det være interessant å gjenta analysen på data fra klimamodeller koblet til andre typer havmodeller og på data som har en lengre tidsserie, men dette vil kreve betydelig mer regnekraft. En annen studie kan være å sammenlikne pådrivsmønstre fra de tre simuleringene i CAM-Oslo med optimale pådrivsmønstre for COWL funnet i Iversen m.fl. (2008).

Referanser

- Barnston, A. G og Livezey, R. E. (1987) *Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns*. Monthly Weather Review, Vol. 115: s. 1083–1126.
- Blackburn, M. og Hoskins, B. J. (2002) *Atmospheric variability and extreme Autumn rainfall in the UK*. EGS XXVII General Assembly, Nice, 21-26 April 2002.
- Boer, G. J. og Yu, B. (2003) *Climate sensitivity and response*. Climate Dynamics, Vol. 20: s. 415–429.
- Charney, J. G. og Devore, J. G. (1979) *Multiple Flow Equilibria in the Atmosphere and Blocking*. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 36: s. 1205–1216.
- Cheng, X. og Wallace, J. M. (1993) *Cluster Analysis of the Hemisphere Wintertime 500-hPa Height Field: Spatial Patterns*. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 50: s. 2674–2696.
- Corti, S.; Gualdi, S. og Navarra, A. (2003) *Analysis of the mid-latitude weather regimes in the 200-year control integration of the SINTEX model*. Annals of Geophysics, Vol. 46: s. 27–37.
- Corti, S.; Molteni, F. og Palmer, T. N. (1999) *Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes*. Nature, Vol. 398: s. 799–802.
- Dommenget, D. og Latif, M. (2002) *A Cautionary Note on the Interpretation of EOFs*. Journal of Climate, Vol. 15: s. 216–225.
- Hannachi, A. (2004) *A Primer for EOF Analysis of Climate Data*. Teknisk rapport, Department of Meteorology, University of Reading, U.K.
- Hannachi, A.; Jolliffe, I. T. og Stephenson, D. B. (2007) *Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review*. International Journal of Climatology, Vol. 27: s. 1119–1152.
- Hannachi, A.; Jolliffe, I.T; Stephenson, D.B. og Trendafilov, N. (2005) *In search of simple structures in climate: simplifying EOFs*. International Journal of Climatology, Vol. 26: s. 7–28.

- Hansen, A. R. og Sutera, A. (1986) *On the Probability Density Distribution of Planetary-Scale Atmospheric Wave Amplitude*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 43: s. 3250–3265.
- Horel, J. D. (1981) *A Rotated Principal Component Analysis of the Interannual Variability of the Northern Hemisphere 500 mb Height Field*. *Monthly Weather Review*, Vol. 109: s. 2080–2092.
- IPCC (2007) *Climate Change 2007: Synthesis Report: Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. 104 pp.
- Iversen, T.; Kristiansen, J.; Jung, T. og Barkmeijer, J. (2008) *Optimal atmospheric forcing perturbations for the cold-ocean warm-land pattern*. *Tellus A*, Vol. 60: s. 528–546.
- Kimoto, M. og Ghil, M. (1993) *Multiple Flow Regimes in the Northern Hemispheric Winter. Part I: Methodology and Hemispheric Regimes*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 50: s. 2625–2643.
- Kirkevåg, A.; Iversen, T.; Seland, Ø.; Debernard, J. B.; Storelvmo, T. og Kristjánsson, J. E. (2008) *Aerosol-cloud-climate interactions in the climate model CAM-Oslo*. *Tellus*.
- Lorenz, E. N. (1963) *Deterministic Nonperiodic Flow*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 20: s. 130–141.
- Lorenz, E. N. (1975) *Climate predictability. The physical basis of climate modelling*. WMO, GARP Publication Series, Vol. 16: s. 132–136.
- Mestas-Núñez, A. M. (2000) *Orthogonality properties of rotated empirical modes*. *International Journal of Climatology*, Vol. 20: s. 1509–1516.
- Molteni, F.; Kucharski, F. og Corti, S. (2006) *On the predictability of flow-regime properties on interannual to interdecadal timescales*. I Tim Palmer og Renate Hagedorn (redaktører), *Predictability of Weather and Climate*, kapittel 14, s. 365–390 (Cambridge University Press).
- Palmer, T. N. (1993) *A nonlinear dynamical perspective on climate change*. *Weather*, Vol. 48: s. 313–326.
- Palmer, T. N. (1999) *A nonlinear Dynamical Perspective on Climate Prediction*. *Journal of Climate*, Vol. 12: s. 575–591.
- Quadrelli, R. og Wallace, J. M. (2004) *A Simplified Linear Framework for Interpreting Patterns of Northern Hemisphere Wintertime Climate Variability*. *Journal of Climate*, Vol. 17(3728–3744).
- Raible, C.C. og Blender, R. (2004) *Northern Hemisphere midlatitude cyclone variability in GCM simulations with different ocean representations*. *Climate Dynamics*, Vol. 22: s. 239–248.

- Richman, M. B. (1986) *Review article: Rotation of principal components.* International Journal of Climatology, Vol. 6: s. 293–335.
- Rodwell, M. J.; Rodwell, D. P. og Folland, C. K. (1999) *Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European Climate.* Nature, Vol. 398: s. 320–323.
- Seland, Ø.; Iversen, T.; Kirkevåg, A. og Storelvmo, T. (2008) *Aerosol-climate interactions in the CAM-Oslo atmospheric GCM and investigation of associated basic shortcomings.* Tellus 60A.
- Silverman, B. W. (1986) *Density Estimation for Statistics and Data Analysis* (Chapman and Hall).
- Stephenson, D. B.; Hannachi, A. og O'Neill, A. (2004) *On the existence of multiple climate regimes.* Quarterly Journal of the Meteorological Society, Vol. 130: s. 583–605.
- Stephenson, D. B.; Pavan, V.; Collins, M.; Junge, M. M og Quadrelli, R. (2006) *North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment.* Climate Dynamics, Vol. 27: s. 401–420.
- Thompson, D. W. J. og Wallace, J. M. (1998) *The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields.* Geophysical Research Letters, Vol. 25: s. 1297–1300.
- Thompson, David W. J. og Wallace, John M. (2002) *Annular Modes and Climate Prediction.* Physics Today, Vol. 55: s. 28–33.
- van Loon, H. og Rogers, J. C. (1978) *The Seesaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description.* Monthly Weather Review, Vol. 106: s. 296–310.
- Venegas, S. A. (2001) *Statistical Methods for Signal Detection in Climate.* Teknisk rapport, Danish Center for Earth System Science, University of Copenhagen, Denmark.
- Walker, Sir G. T. og Bliss, E. W. (1932) *World Weather V. Memoirs of the Royal Meteorological Society,* Vol. 4(53-84).
- Wallace, J. M. (2000) *North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms-one phenomenon.* Quarterly Journal of the Meteorological Society, Vol. 126: s. 791–805.
- Wallace, J. M. og Gutzler, D. S. (1981) *Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter.* Monthly Weather Review, Vol. 109: s. 784–812.
- Wallace, J. M.; Zhang, Y. og Bajuk, L. (1996) *Interpretation of Interdecadal Trends in Northern Hemisphere Surface Air Temperature.* Journal of Climate, Vol. 9.